

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ANA MARIA SFORCIN

DUNAS QUATERNÁRIAS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO:
PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM MINERAIS
PESADOS

Rio Claro - SP

2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

ANA MARIA SFORCIN

DUNAS QUATERNÁRIAS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO:
PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM MINERAIS
PESADOS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Coorientador: Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes

Rio Claro - SP

2022

S523d	Sforcin, Ana Maria Dunas quaternárias do médio rio São Francisco : proveniência sedimentar com base em minerais pesados / Ana Maria Sforcin. -- Rio Claro, 2022 144 p. : il., tabs., fotos, mapas Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Mario Luis Assine Coorientador: Carlos Conforti Ferreira Guedes 1. Granulometria. 2. Sistema eólico. 3. Fontes sedimentares. 4. Sistema de rotas sedimentares. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ANA MARIA SFORCIN

DUNAS QUATERNÁRIAS DO MÉDIO RIO SÃO FRANCISCO:
PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR COM BASE EM MINERAIS
PESADOS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES

Setor de Ciências da Terra/UFPR/Curitiba (PR)

Prof^a. Dr^a. ANA MARIA GÓES

IGc/USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. PAULO CÉSAR FONSECA GIANNINI

IGc/USP/São Paulo (SP)

Conceito: Aprovada.

Rio Claro/SP, 06 de janeiro de 2022

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Mario Luis Assine pela orientação, incentivo, paciência e apoio no entendimento das dinâmicas sedimentares do sistema eólico de Xique Xique.

Ao Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes pela coorientação, apoio, paciência e imprescindível ajuda nas análises dos minerais pesados.

A todos integrantes do Laboratório de Estudos Sedimentares e Tectônicos (LESTE), especialmente à Patrícia, por todo apoio, conversas, discussões sobre o campo de dunas e cafés da tarde.

Ao Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed), ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), pertencentes ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, ao Laboratório de Preparação de Amostras, ao Laboratório de Laminação e ao Laboratório de Fotomicroscopia, pertencentes ao Departamento de Geologia da Universidade Estadual Paulista, Câmpus de Rio Claro, pelo apoio na confecção e análise microscópica das lâminas de minerais pesados. A todos os técnicos de laboratório que compartilharam seu conhecimento e me auxiliaram nos procedimentos técnicos.

A toda minha família, especialmente meus pais Fernando e Silvia, minha base e principais apoiadores, meu irmão, e meu tio Maurício, incrível pesquisador e inspiração, por toda ajuda. Às minhas amigas de Botucatu e a todos meus amigos de Curitiba, pelo suporte emocional e por estarem sempre presentes, mesmo com distância física. Aprendi e sigo aprendendo muito com todos vocês.

A todos os amigos espalhados pelo Brasil que a geologia me proporcionou. Obrigada por todos os encontros, hospedagens, trocas e apoio. Espero que nos reencontremos em breve.

Às meninas da República Rivotrio, em Rio Claro, pelo companheirismo, conversas, desabafos e risadas. Sem vocês todo esse processo teria sido bem mais difícil. E claro, à Baleia, a cachorra vira-lata mais especial que existe e que sempre torna tudo mais leve e divertido.

Enfim, a todos que contribuíram direta ou indiretamente para a elaboração desta dissertação.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de

Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

Minerais pesados têm sido utilizados para estudo de proveniência sedimentar em sistemas costeiros no Brasil. No entanto, em sistemas continentais existem poucas contribuições a respeito. Na região noroeste do Estado da Bahia (médio rio São Francisco) ocorre o maior campo de dunas interiores do Quaternário no Brasil. Abrangendo cerca de 8.000 km² na margem esquerda do rio, e cerca de 200 km² na direita, sua grande extensão é resultado de fatores como alto suprimento de areia, alta energia dos ventos de direção E-W e SE-NW, e a presença da Serra do Estreito na margem oeste do sistema eólico, que age como uma barreira física, impedindo o transporte eólico e favorecendo a acumulação dos sedimentos. A partir de análises granulométricas, da assembleia de minerais pesados, e de variedades de turmalina e zircão, buscou-se identificar as fontes sedimentares dos campos eólicos, entender os mecanismos de deposição e verificar se a proveniência sedimentar variou ao longo do tempo. A maior parte dos depósitos analisados é composto por areia média moderadamente selecionada. Quanto à mineralogia, predominam espécies ultraestáveis e estáveis (turmalina, estauroлита e zircão). A assembleia de minerais pesados nos campos das duas margens é similar, entretanto na margem esquerda o mineral mais abundante é estauroлита, enquanto na direita é turmalina. Análise de variedades de turmalina e zircão demonstra que predominam grãos anédricos moderadamente a bem arredondados. Porém, na margem direita a proporção de grãos anédricos subangulosos e angulosos aumenta. Com a análise estatística da assembleia mineralógica, concluiu-se que, nas duas margens, os terraços fluviais parecem ter atuado como fonte principal dos sedimentos. Na margem esquerda o rio São Francisco agiu como fonte subordinada. Já na direita, o embasamento neoproterozoico (Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina) foi a fonte subordinada, assim como os terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos do embasamento do Cráton São Francisco, veios hidrotermais de turmalina e quartzo e rochas ígneas vulcânicas ácidas e intrusivas básicas relacionadas ao Supergrupo Espinhaço, o que explicaria a presença marcante de turmalina e zircão. O fato de a proporção de grãos anédricos subangulosos e angulosos de turmalina e zircão crescer nesta margem pode ser explicado como resultado entre a curta distância entre a área fonte subordinada e a deposição dos sedimentos. Os índices RZi e TZi não possuem variações consideráveis, então entende-se que não houve mudanças na área fonte nem na

seleção hidráulica ao longo do tempo.

Palavras Chave: Granulometria, Sistema eólico, Fontes sedimentares, Sistemas de rotas sedimentares.

ABSTRACT

Heavy minerals have been used to study sedimentary provenance in Brazil's coastal systems. However, on continental systems there are few contributions regarding the subject. In the northwest region of Bahia State (medium São Francisco River) occurs the biggest interior dune field from Brazilian quaternary. Encompassing about 8.000 km² on the left margin of the river, and about 200 km² on the right, its bigger extension results from factors as high supply of sand, high energy from the winds of direction E-W and SE-NW, and the presence of Serra do Estreito on the west margin of the eolian system, that acts like a physical barrier, preventing the eolian system and favoring the accumulation of sediments. From granulometric analysis, of the heavy mineral assemblies, and tourmaline and zircon varieties, this dissertation aims to identify the sedimentary sources of the eolian field, understand the deposition mechanisms and verify if the sedimentary provenance varied through time. Most part of the analyzed deposits are composed by moderately selected medium sand. Regarding the mineralogy, predominate ultrastable and stable species (tourmaline, staurolite and zircon). The heavy minerals assembly on both margins is similar, however, on the left margin the most abundant mineral is staurolite, while in the right margin is tourmaline. Varietal analysis from tourmaline and zircon demonstrates the predominance of moderate to well rounded, anhedral grains. However, the proportion increases for subangular and angular anhedral grains on the right margin. Observations of the mineralogical assembly statistical analysis, allows to conclude that, on both margins, the fluvial terrains seem to act as the primary source of sediments. On the left margin, the São Francisco River acted as secondary source of sediments. On the right margin, the Neoproterozoic basement (Paraguaçu Group and Chapada Diamantina) was the secondary source, as the granitic-gneissic-migmatitic terrains from the São Francisco Craton basement, tourmaline and quartz hydrothermal veins and extrusive felsic and basic intrusive rocks related to the Espinhaço Supergroup, which explains the outstanding presence of tourmaline and zircon. The increased proportion of tourmaline anhedral angulous and subangulous grains and anhedral angulous and subangulous grains of zircon on this margin can be explained as a result of the short distance from the subordinate source area and the sediments deposition. The RZi and TZi indexes do not vary considerably; therefore, there were not changes in the source area nor the hydraulic selection over time.

Keywords: Granulometry, Eolian system, Sedimentary sources, Sediment routing system.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Localização do sistema eólico de Xique Xique e da área de estudo.....	3
Figura 02: Mapa hipsométrico da área de estudo	4
Figura 03: Principais processos controladores da assembleia de minerais pesados	10
Figura 04: Fluxograma para análise estatística de dados	16
Figura 05: Diagrama das classes de estados de sedimentos do sistema eólico.....	19
Figura 06: Principais tipos de sistemas eólicos.....	20
Figura 07: Tipos de dunas eólicas.....	22
Figura 08: Morfologia das dunas parabólicas.....	23
Figura 09: Mapa geológico da área de estudo	26
Figura 10: Bacia de drenagem do rio São Francisco e seus principais afluentes	33
Figura 11: Precipitação média anual e sazonal no Estado da Bahia.....	34
Figura 12: Atuais parâmetros climáticos regionais da área de estudo	35
Figura 13: Mapa geomorfológico da região do campo de dunas do médio Rio São Francisco, Bahia.....	39
Figura 14: Parâmetros morfométricos e direção de migração das megadunas parabólicas e das dunas parabólicas compostas	41
Figura 15: Localização das amostras coletadas em trabalhos de campo em 2019 e 2020	45
Figura 16: Categorias de cores e morfologias da turmalina	48
Figura 17: Categorias de morfologias do zircão	49
Figura 18: Dunas da margem esquerda localizadas próximo ao rio São Francisco.	51
Figura 19: Depósitos eólicos sobre o embasamento e contato entre o campo de dunas da margem direita e as rochas do Grupo Chapada Diamantina.....	52
Figura 20: <i>Box plots</i> dos principais parâmetros granulométricos analisados nos depósitos eólicos.....	54

Figura 21: Gráficos de distribuição granulométrica das amostras analisadas.....	55
Figura 22: Gráficos de dispersão dos parâmetros granulométricos analisados	57
Figura 23: Seções colunares dos pontos da margem esquerda	58
Figura 24: Seções colunares do P02 e suas localizações	59
Figura 25: Seções colunares dos pontos da margem direita	60
Figura 26: <i>Box plots</i> de frequências dos minerais pesados	64
Figura 27: <i>Box plots</i> de frequências dos índices RZi e TZi	68
Figura 28: Grãos de minerais pesados mais abundantes proporcionalmente na área de estudo	69
Figura 29: Grãos de minerais pesados menos abundantes proporcionalmente na área de estudo.....	71
Figura 30: <i>Box plots</i> de frequência das categorias de cores da turmalina	72
Figura 31: <i>Box plots</i> de frequências das categorias de morfologia da turmalina.....	73
Figura 32: <i>Box plots</i> de frequências das categorias de morfologia do zircão	74
Figura 33: Análise de agrupamento de todas as amostras.....	79
Figura 34: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de mineralogia total	79
Figura 35: Diagrama de razão logarítmica centrada, a partir da análise de componentes principais.....	80
Figura 36: Análise de agrupamento das amostras dos campos de dunas das margens esquerda e direita.....	81
Figura 37: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de mineralogia das amostras dos campos de dunas das margens esquerda e direita	82
Figura 38: Análise de agrupamento das variedades de cor da turmalina.....	83
Figura 39: Análise de agrupamento das variedades de morfologia da turmalina	84
Figura 40: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de morfologia da turmalina	85

Figura 41: Análise de agrupamento das variedades de morfologia do zircão.....	86
Figura 42: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de morfologia do zircão	87
Figura 43: Perfil longitudinal do rio São Francisco	88
Figura 44: Períodos de cheia e de seca do Lago de Itaparica	90
Figura 45: Modelo esquemático da evolução geomorfológica e sedimentar na região do sistema eólico de Xique Xique durante o Quaternário tardio.....	94
Figura 46: Modelo esquemático do sistema de rotas sedimentares para o campo de dunas de Xique Xique	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Categorização das amostras de acordo com os depósitos.....	43
Tabela 02 – Classes granulométricas e grau de seleção das amostras	55
Tabela 03 - Proporções em massa de minerais pesados nas frações granulométricas areia muito fina e areia fina	61
Tabela 04 - Resultados da quantificação de minerais pesados em cada amostra, em valores percentuais de contagem ao microscópio petrográfico, e dos índices RZi e TZi	65
Tabela 05 - Resultados da quantificação das variedades de turmalina e de zircão, em valores percentuais de contagem ao microscópio petrográfico.....	75

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1 Localização	2
1.2 Objetivos	2
2. Revisão Conceitual	5
2.1 Processos Controladores do Suprimento Sedimentar Terrígeno	5
<i>2.1.1 Tectônica</i>	<i>5</i>
<i>2.1.2 Clima.....</i>	<i>6</i>
<i>2.1.3 Eustasia</i>	<i>7</i>
2.2 Minerais Pesados.....	8
<i>2.2.1 Processos Controladores da Assembleia de Minerais Pesados</i>	<i>8</i>
<i>2.2.2 Análise de Minerais Pesados.....</i>	<i>12</i>
<i>2.2.3 Análise Estatística</i>	<i>14</i>
2.3 Sistema Eólico	16
<i>2.3.1 Dunas Eólicas</i>	<i>21</i>
<i>2.3.2 Dunas Parabólicas.....</i>	<i>22</i>
3. Contextualização da Área Estudada	25
3.1 Contexto Geológico.....	25
<i>3.1.1 Embasamento Arqueano</i>	<i>25</i>
<i>3.1.2 Supergrupo Espinhaço</i>	<i>26</i>
<i>3.1.3 Supergrupo São Francisco</i>	<i>30</i>
3.2 Bacia de Drenagem do Rio São Francisco	32
<i>3.2.1 Clima.....</i>	<i>33</i>
<i>3.2.2 Paleoclima</i>	<i>36</i>
3.3 Dunas Quaternárias do Médio São Francisco.....	37
4. Materiais e Métodos.....	43

4.1 Trabalho de Campo	43
4.2 Análise Granulométrica.....	45
4.3 Análise de Minerais Pesados.....	46
<i>4.3.1 Identificação e Contagem</i>	<i>46</i>
<i>4.3.2 Análise de Variedades de Turmalina e Zircão</i>	<i>47</i>
<i>4.3.3 Tratamento Estatístico</i>	<i>49</i>
5. Resultados	51
5.1 Caracterização da Área de Estudo	51
5.2 Análise Granulométrica.....	53
5.3 Minerais Pesados.....	61
<i>5.3.1 Descrição dos Dados</i>	<i>61</i>
<i>5.3.2 Descrição Microscópica</i>	<i>68</i>
5.4 Análise de Variedades de Turmalina e Zircão	72
<i>5.4.1 Descrição dos Dados</i>	<i>72</i>
6. Discussões	78
6.1 Fontes Sedimentares das Dunas e Paleodunas	78
<i>6.1.1 Análise de Minerais Pesados.....</i>	<i>78</i>
<i>6.1.2 Análise de Variedades de Turmalina e Zircão</i>	<i>82</i>
<i>6.1.3 Campo de Dunas da Margem Esquerda.....</i>	<i>87</i>
<i>6.1.4 Campo de Dunas da Margem Direita</i>	<i>88</i>
6.2 Sistemas de Rotas Sedimentares	91
7. Conclusões	97
Referências Bibliográficas.....	98
ANEXO I: Parâmetros granulométricos detalhados	116
ANEXO II: Quantificação total dos minerais pesados	119
ANEXO III: Quantificação total dos índices RZi e TZi.....	122

ANEXO IV: Quantificação total da análise de variedades de turmalina e zircão	
.....	125

1. Introdução

Minerais pesados têm sido utilizados em estudos de sistemas sedimentares costeiros brasileiros nas últimas décadas (DILLENBURG *et al.*, 2004; SAWAKUCHI *et al.*, 2009; ZULAR *et al.*, 2012; ZULAR *et al.*, 2015; HILBERT *et al.*, 2016; GUEDES *et al.*, 2017). No entanto, em depósitos continentais existem poucas contribuições sobre este assunto. A documentação de depósitos eólicos interiores no Brasil está restrita às regiões do baixo rio Negro (AM) (SANTOS *et al.*, 1993; COLINVAUX *et al.*, 2000; CARNEIRO FILHO *et al.*, 2002; TATUMI *et al.*, 2002; TEEUW & RHODES, 2004), do Pantanal (MS) (BRAUN, 1977; KLAMMER, 1982; TRICART, 1982; AB'SABER, 1988; ASSINE & SOARES, 2004; ASSINE *et al.*, 2015; PUPIM *et al.*, 2017; MERINO & ASSINE, 2020; STEVAUX *et al.*, 2020), do Jalapão (TO) (BARTORELLI *et al.* 2010), e do médio rio São Francisco (BA), alvo deste estudo.

Na porção noroeste do Estado da Bahia, no médio rio São Francisco, ocorre o maior campo de dunas continental quaternário do Brasil (AB'SABER, 2006), abrangendo os municípios de Barra, Xique Xique e Pilão Arcado. Cobrindo aproximadamente 8.000 km² na margem esquerda do rio e cerca de 200 km² na margem direita, a região foi definida por Williams (1925) como um “pequeno Saara ao longo do São Francisco”. Sua grande extensão é resultado de uma conjuntura de fatores, como alto suprimento de areia, alta energia dos ventos vindos de leste, e a existência da Serra do Estreito na margem oeste do campo de dunas, que atua como uma barreira física, bloqueando o transporte eólico e favorecendo a acumulação dos sedimentos (MESCOLOTTI, 2021).

A importância deste sistema eólico, dominado por dunas parabólicas, para estudos biológicos e paleoclimáticos já é conhecida (RODRIGUES, 1996; OLIVEIRA *et al.*, 1999; BARRETO *et al.*, 2002; GIANNINI *et al.*, 2005; BARTORELLI *et al.*, 2010; TRIPALDI & ZÁRATE, 2016). Porém, poucos estudos sedimentológicos, geocronológicos e de proveniência sedimentar foram realizados, e considerando apenas os depósitos eólicos da margem esquerda do rio (BARRETO, 1993, 1996). O campo de dunas na margem direita teve sua evolução e geocronologia (datação OSL) detalhada por Mescolotti (2021) e Mescolotti *et al.* (2021). Entretanto, não é citado em mapas e trabalhos geológicos regionais clássicos (BARRETO, 1993, 1996; OLIVEIRA *et al.*, 1999; BARRETO *et al.*, 2002; SOUZA *et al.*, 2003), sendo as análises sobre sua sedimentologia e mineralogia inéditas.

1.1 Localização

A área estudada localiza-se na porção noroeste no Estado da Bahia, abrangendo os municípios de Ibotirama, Gentil do Ouro, Barra e Xique Xique (Figuras 01 e 02). A região se encontra no médio rio São Francisco, em área não afetada pelo reservatório da usina hidroelétrica de Sobradinho.

1.2 Objetivos

A presente dissertação visa identificar as possíveis fontes sedimentares das dunas e paleodunas localizadas em ambas as margens do rio São Francisco, entre as cidades de Barra e Xique Xique, no Estado da Bahia, entender os sistemas de rotas sedimentares dos sedimentos e verificar se há variações na proveniência sedimentar ao longo do tempo.

Os objetivos secundários incluem fazer inferências sobre os mecanismos atuantes no transporte dos sedimentos, e sobre as possíveis áreas fonte destes sedimentos, refinando o entendimento dos processos pré-deposicionais, deposicionais e pós-deposicionais, e contribuindo para o estudo sedimentológico de depósitos eólicos continentais quaternários.

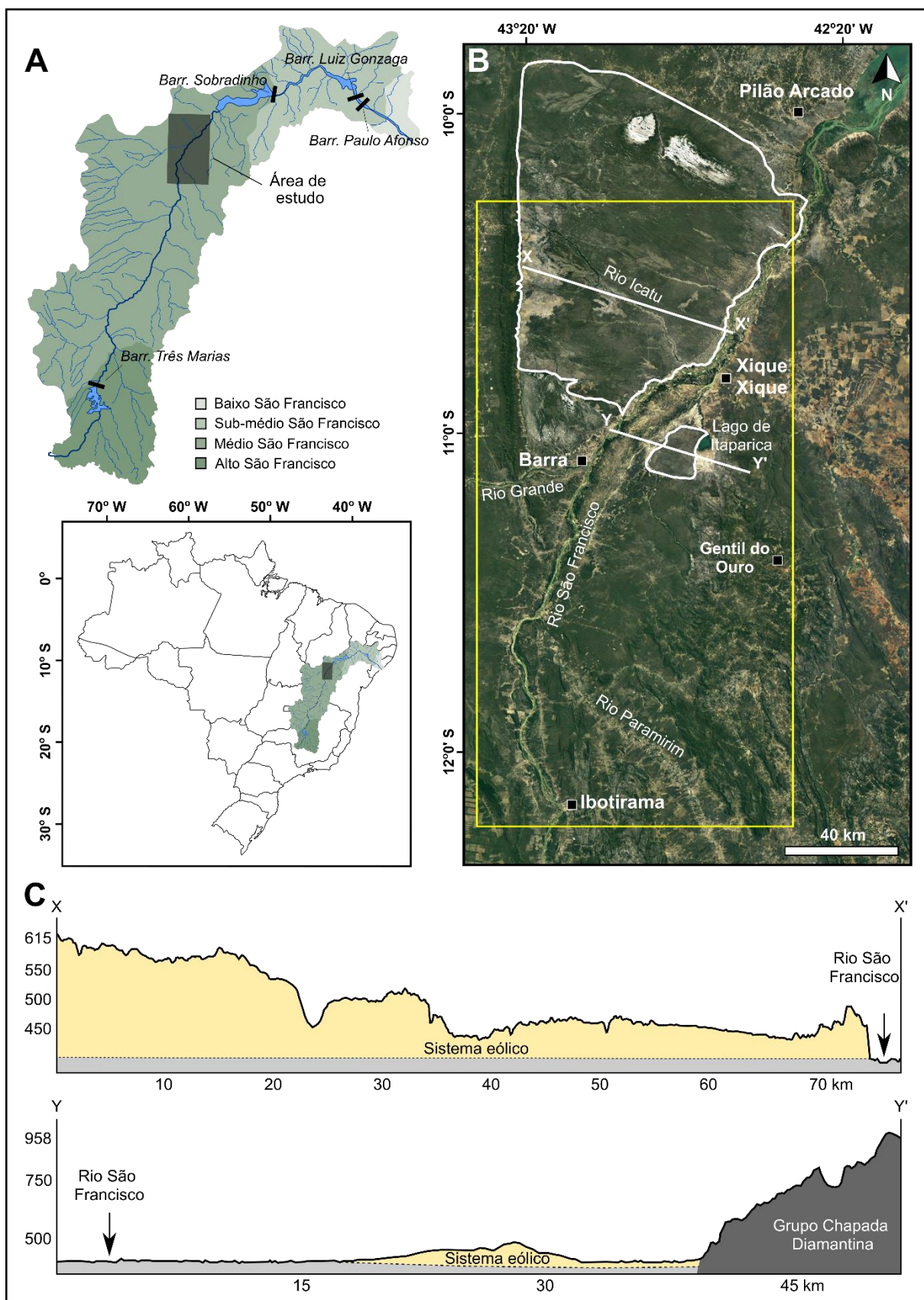


Figura 01: Localização do sistema eólico de Xique Xique e da área de estudo. A) Subdivisões da bacia de drenagem do rio São Francisco, a partir de Pereira *et al.* (2007); B) Localização dos campos de dunas de Xique Xique (polígonos brancos; MESCOLOTTI, 2021), dos perfis topográficos (linhas brancas) e da área de estudo (polígono amarelo); C) Perfis topográficos

dos sistemas eólicos. A base dos campos de dunas foi inferida a partir da superfície do terraço alto (MESCOLOTTI *et al.*, 2021). Imagem de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2021.

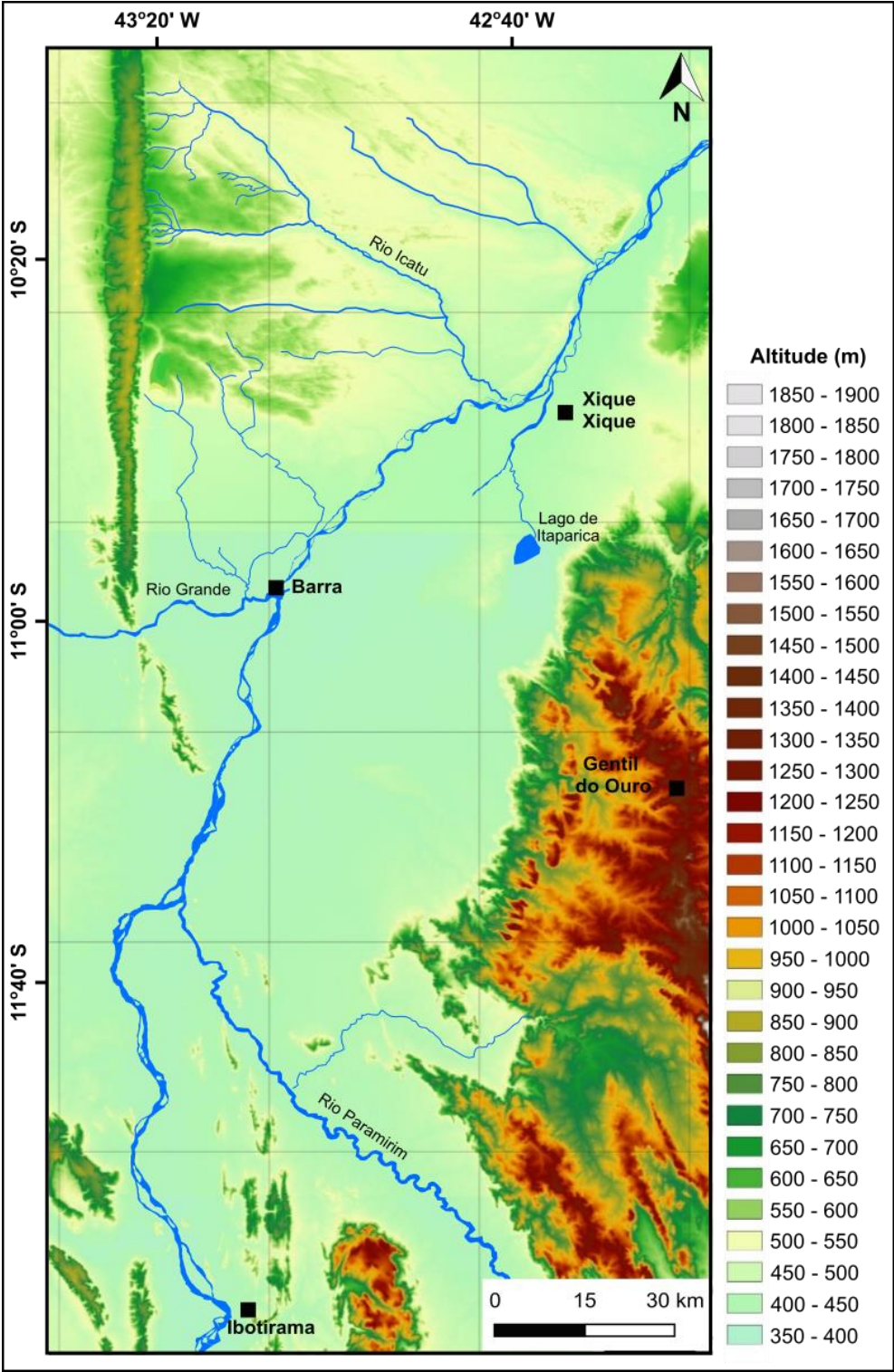


Figura 02: Mapa hipsométrico da área de estudo. Fonte: TOPODATA.

2. Revisão Conceitual

2.1 Processos Controladores do Suprimento Sedimentar Terrígeno

Os processos que levam à geração do suprimento de sedimentos, considerando-se apenas sedimentos terrígenos, são a tectônica, o clima e a eustasia (KOCUREK, 1999). Em relação aos dois primeiros (tectônica e clima), a resposta a movimentos verticais da crosta sempre levará mais tempo que a resposta ao clima, pois o sinal tectônico se propaga através da rede de drenagem, enquanto o clima pode impactar toda a rede de drenagem de uma só vez (CASTELLTORT & VAN DEN DRIESCHE, 2003), sendo o tempo mínimo de resposta a eventos tectônicos entre centenas e milhares de anos a 1 Ma ou mais em grandes bacias de drenagem (TUCKER & SLINGERLAND, 1996; WHIPPLE, 2001).

A integração de dados geomorfológicos, sedimentológicos, estratigráficos e de proveniência leva a uma reconstrução de sistema de rotas sedimentares (em inglês “*sediment routing system*”). O conceito do sistema trata o rastreamento da trajetória dos sedimentos, desde a área fonte até sua deposição. A transferência destes sedimentos da fonte para a bacia deposicional envolve, muitas vezes, transporte intermitente e por vias complexas, culminando em tempos de trânsito muito variados (ALLEN, 2008).

De maneira geral, o sistema de rotas sedimentares é composto por três elementos: 1) superfície de erosão, resultante da interação entre tectônica e clima, e que engloba a produção do suprimento de sedimentos e o tempo de residência em ambiente intempérico; 2) zona de transferência, composta pelas planícies aluvionar, de inundação e deltaica e ambiente plataformar, compreendendo o tempo de trânsito dos sedimentos, deposição temporária e perda do sinal de proveniência; e 3) bacias de deposição de longo prazo, onde pode ocorrer retrabalhamento dos sedimentos (ALLEN & HELLER, 2011; CARACCILO, 2020).

2.1.1 Tectônica

Os efeitos da tectônica sobre a superfície continental é um fator importante na “produção primária” de sedimentos clásticos, pois controla condições como o relevo de superfície, precipitação orográfica, razão erosão/intemperismo, inclinação e mudança de gradiente. Após a produção do sedimento, usualmente ocorre seu

transporte para baixo da encosta e sua exportação para bacias sedimentares, à medida que a energia potencial produzida tectonicamente é transformada em energia cinética do fluido em movimento e da carga de sedimentos (LEEDER, 2011).

Mudanças na elevação (causadas por tectônica ativa) resultam em alterações graduais (ao longo de milhões de anos) no suprimento de sedimento e na progradação da margem da bacia sedimentar. Quando a taxa de soerguimento aumenta, uma falha se forma na fronteira entre o domínio de origem dos sedimentos e o domínio de transferência destes. A falha acentuada inicia a erosão no domínio de origem e leva milhões de anos para que uma onda de *knockpoints* se propague a montante da falha e estabeleça um novo estado topográfico estável (WHIPPLE & TUCKER, 1999). Já quando a taxa de elevação diminui, a erosão maior é focada nas cristas entre os canais de drenagem, e também leva milhões de anos para que essas cristas sofram erosão e estabeleçam um novo estado topográfico estável (ZHANG *et al.*, 2020).

2.1.2 *Clima*

O clima pode sofrer variações de pequena escala (10^3 anos) ou grande escala ($\geq 10^6$ anos), e essa variação climática temporal afeta a vegetação terrestre, pedogênese, erosão e o suprimento de sedimentos. Por exemplo, se o clima de uma determinada região muda de uma condição perúmida para subúmida, é possível que haja uma descarga de sedimentos, uma vez que os solos preexistentes (e já intensamente intemperizados) estariam sujeitos à erosão, aumentando drasticamente a produção de sedimentos sólidos, porém a produção de solutos continuaria baixa. Se a mudança climática foi relativamente rápida (escala de tempo de 1000 anos), como ocorreu no Pleistoceno e Holoceno, os sistemas deposicionais em condições perúmidas seriam inicialmente inundados com materiais siliciclásticos mineralogicamente maduros devido ao intemperismo químico, mas texturalmente imaturos. Quando o intemperismo e o equilíbrio pedogênico são restabelecidos na condição subúmida seca, os corpos de água têm um aumento na produção de soluto e a produção de sedimentos continua alta. Se a condição climática subúmida for convertida para perúmida, a produção de sedimentos diminui severamente e os sistemas deposicionais voltariam a carecer de sedimentos (CECIL & DULONG, 2003).

Ciclos climáticos em ambientes relativamente secos também causam mudanças na sedimentação. Por exemplo, uma mudança de aridez para uma

condição subúmida causa modificação do transporte eólico para o transporte fluvial. É provável que os sistemas eólicos se estabilizem sob a condição subúmida, e um aporte sedimentar inicial por processos fluviais possivelmente consistirá em sedimentos maduros tanto mineralogicamente quanto texturalmente, resultado de intemperismo mecânico em condições áridas. A produção inicial de soluto é provavelmente muito alta, uma vez que os materiais solúveis disponíveis são dissolvidos e removidos, e é plausível que a produção de solutos continue relativamente alta mesmo após o estabelecimento das condições de equilíbrio subúmido de intemperismo de pedogênese. Cimentos carbonáticos e calcários podem ser um tanto abundantes. Se a condição subúmida regional fosse revertida para aridez, os sistemas fluviais seriam desativados e o sedimento fluvial se tornaria fonte para sedimentação eólica (KOCUREK & HAVHOLM, 1993).

Nas fases climáticas mais úmidas, a precipitação resulta em mudanças rápidas no suprimento de sedimentos e na progradação da margem da bacia sedimentar, pois a precipitação influencia toda a bacia hidrográfica simultaneamente, resultando em um aumento abrupto da erosão em todo o domínio da fonte dos sedimentos (BONNET & CRAVE, 2003; ARMITAGE *et al.*, 2013; SHARMAN *et al.*, 2019). Quando a precipitação aumenta, as maiores taxas de erosão são inicialmente concentradas nas cristas entre os canais de drenagem, até que as cristas sejam erodidas a um nível onde a elevação se equilibra com a erosão. Já quando a precipitação diminui há uma diminuição uniforme nas taxas de erosão em todo o domínio de origem (ZHANG *et al.*, 2020).

2.1.3 *Eustasia*

Os níveis eustático e relativo do mar podem afetar o volume do suprimento de sedimentos e sua localização (KOCUREK, 1999). Deltas de rios são o principal meio de entrada de sedimentos terrígenos para os oceanos durante transgressões ou altas do nível do mar. Também existem diferenças entre deltas em margens ativas e passivas. Geralmente a orogenia está associada a margens ativas e é provável que as áreas fonte se localizem muito mais próximas do sistema deltaico do que em um regime passivo típico. Esta situação favorece uma carga de sedimentos maior e com sedimentos granulometricamente mais grossos, bem como espaço limitado para a descarga d'água e para o armazenamento de sedimentos na bacia (GOODBRED JR.

& KUEHL, 2000).

Modelos de estratigrafia de sequência clássicos sugerem que o aporte significativo de sedimentos para a plataforma externa, declive e fundo da bacia ocorre principalmente em períodos de nível do mar baixo (VAIL *et al.*, 1977; POSAMENTIER *et al.*, 1988) e, apesar de estudos demonstrarem que isso também pode ocorrer em períodos de aumento do nível do mar (GALLOWAY, 1989; CARVAJAL & STEEL, 2006; COVAULT *et al.*, 2007), mudanças rápidas no nível do mar ainda são consideradas um mecanismo principal de condução para trazer a fonte dos sedimentos para a parte externa da plataforma ao longo de margens passivas (SØMME *et al.*, 2009).

No que diz respeito ao ambiente marinho profundo, o transporte de sedimentos por correntes de turbidez é o processo dominante na transferência de sedimentos terrígenos dos continentes e margens continentais para o mar profundo (PRINS *et al.*, 2000).

2.2 Minerais Pesados

Minerais pesados são todos os componentes detríticos com densidade superior aos minerais mais comuns em rochas siliciclásticas (quartzo e feldspato). Para sua concentração, tradicionalmente é utilizado o bromofórmio (densidade de 2,89 g/cm³). Atualmente, têm-se optado por outros líquidos densos, geralmente politungstatos, e o valor de densidade padrão é comumente arredondado para 2,90 g/cm³. Outro ponto é que a concentração em laboratório pode não ser perfeita, e a recuperação da fração densa ocasionalmente inclui grãos de tectossilicatos ou cristais de politungstatos precipitados. Finalmente, entre aqueles com densidade superior à do limite utilizado, muitos são opacos à luz transmitida (difícilmente identificados ao microscópio), enquanto outros podem estar muito alterados para uma identificação satisfatória ou podem pertencer a raras espécies desconhecidas (GARZANTI & ANDÒ, 2019).

2.2.1 Processos Controladores da Assembleia de Minerais Pesados

As litologias das áreas fonte definem o potencial espectro detrítico, por exemplo os tipos e abundâncias relativas de minerais e grãos compostos que podem adentrar em um sistema sedimentar específico. Tectônica, relevo e clima controlam a quantidade e taxas de aporte sedimentar para a bacia de drenagem e sistemas de

transporte de sedimentos. Dentro desses sistemas, o sedimento é desgastado e quimicamente intemperizado, a depender dos mecanismos de transporte e clima. A complexidade dos processos envolvidos implica que suprimentos sedimentares muito similares podem ser produzidos por diferentes fontes, bem como sedimentos diferentes podem ser produzidos por fontes semelhantes. Basicamente, análises de proveniência sedimentar possuem abordagem dedutiva, tentando desenredar os processos de geração de sedimentos através da investigação dos próprios sedimentos (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999; GARZANTI & ANDÒ, 2007; VON EYNATTEN & DUNKL, 2012).

Diversos processos modificam as características dos sedimentos, incluindo intemperismo químico, cominuição mecânica e abrasão durante o transporte, seleção hidrodinâmica, e condições específicas do ambiente deposicional (Figura 03) (JOHNSSON, 1993; MORTON & HALLSWORTH, 1994; WELTJE & VON EYNATTEN, 2004), e, os fatores que mais controlam a assembleia detrítica são hidráulicos e diagenéticos (MORTON & HALLSWORTH, 1994). Esses processos podem causar mudanças substanciais na composição do sedimento, afetando não somente a proporção de minerais moderadamente instáveis a estáveis, mas também a variabilidade intra-amstral entre as frações granulométricas. O grau de modificação em um dado contexto geológico depende das propriedades individuais dos grãos minerais, como tamanho, forma, densidade, fraturas, dureza e resistência química para as condições ambientais em questão (VON EYNATTEN & DUNKL, 2012).

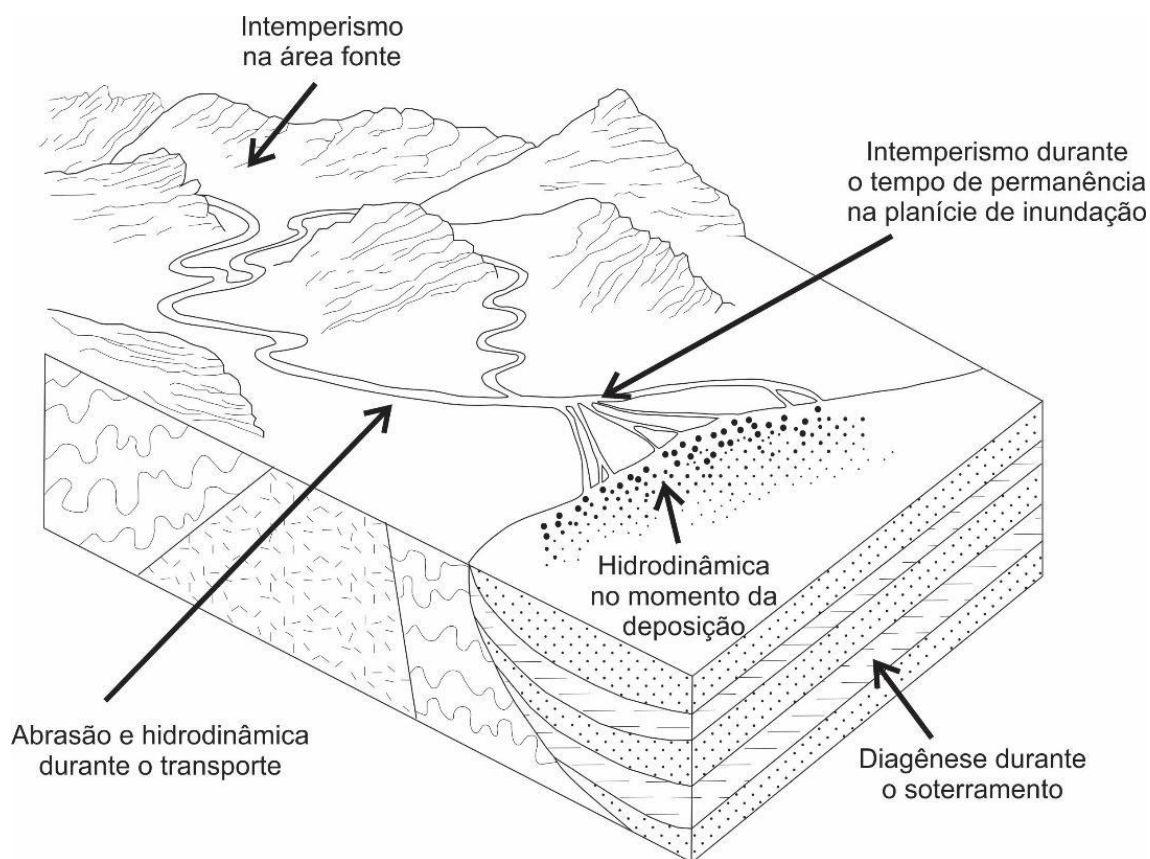


Figura 03: Principais processos controladores da assembleia de minerais pesados. (modificado de Morton & Hallsworth, 1994).

O intemperismo pode agir em diferentes estágios do ciclo sedimentar, desde a atuação nas rochas das áreas fonte (antes mesmo da entrada dos minerais pesados no transporte sedimentar), passando pelos depósitos temporários ao longo do transporte e pelo depósito final em si, e finalmente nos afloramentos de rochas sedimentares. Porém, embora exista grande número de minerais pesados considerados instáveis, o intemperismo atuante nas áreas fonte possui pouca influência na diversidade da assembleia de minerais pesados que são disponibilizados ao transporte (MORTON & HALLSWORTH, 1999).

A análise da influência dos processos de seleção hidráulica durante o transporte sedimentar, com concentração de minerais com comportamento hidráulico similar, parte do conceito de equivalência hidráulica (RUBEY, 1933), onde minerais menores e com maior densidade são depositados junto a minerais maiores e de menor densidade. Assim, devido à sua densidade, os minerais pesados possuem equivalência hidráulica e distribuição granulométrica distintas dos leves, se

concentrando preferencialmente nas frações mais finas. Porém, além do tamanho e densidade, a forma do grão também influencia na velocidade de deposição, e minerais placóides e prismáticos são transportados em suspensão mais facilmente que os minerais equidimensionais. Desse modo, a distribuição de minerais pesados é fortemente controlada pela seleção hidráulica dos grãos detríticos, pelo seu tamanho, densidade e formato, entre diferentes classes granulométricas e entre diferentes subambientes deposicionais ou modos de transporte (GARZANTI *et al.*, 2009).

Além da avaliação dos efeitos causados pela seleção hidráulica, em estudos detríticos também é necessário considerar os efeitos oriundos da fertilidade mineral das rochas fonte, que pode ser entendida como a propensão de diferentes rochas fonte a produzir sedimentos detríticos de minerais específicos quando expostas à erosão (MOECHER & SAMSON, 2006). A concentração de minerais pesados em sedimentos oriundos de diferentes condições tectônicas apresenta variação de até duas ordens de magnitude de acordo com a composição química e densidade das rochas fonte. O efeito de distorção relacionado ao diferente potencial de vários litotipos em gerar sedimentos detríticos deve ser levado em conta (PALOMARES & ARRIBAS, 1993), uma vez que o espectro de minerais pesados tende a documentar de forma anômala um limitado número de fontes (como rochas ígneas e metamórficas máficas e ultramáficas) enquanto outras mal são registradas (por exemplo calcários e folhelhos) (GARZANTI & ANDÒ, 2007). Em outras palavras, na ausência de intemperismo químico significativo e dissolução diagenética, rochas com alta fertilidade de minerais pesados podem impor sua marca nas assembleias de minerais pesados, mesmo com afloramentos escassos. Com isso, a relação entre sedimentos detríticos e o cenário geodinâmico não é simples pelas seguintes razões: 1) algumas rochas fonte carecem de minerais pesados (como carbonatos e *cherts*), enquanto outras são extremamente prolíficas (rochas máficas e ultramáficas); 2) efeitos hidráulicos podem alterar a abundância absoluta e relativa dos minerais pesados; 3) em arenitos antigos a maioria dos minerais pesados pode ter sido lixiviada por dissolução diagenética; 4) a extensão da reciclagem sedimentar é difícil de ser estimada (GARZANTI & ANDÒ, 2019).

Em sedimentos modernos, produzidos em regiões subequatoriais, texturas superficiais dos minerais detríticos variam de corrosão incipiente a profunda, mostrando o aumento progressivo do grau de alteração. Após a deposição, a corrosão

continua durante a diagênese, que pode incluir diversos estágios com duração total de dezenas a centenas de milhões de anos (TURNER & MORTON, 2007). Os minerais menos estáveis se dissolvem mais rapidamente e costumam desaparecer em profundidades de deposição mais rasas. Já os minerais mais estáveis se dissolvem de maneira mais lenta e desaparecem mais tardiamente. A associação detrítica original é, portanto, progressivamente diminuída em variedade e concentração (ANDÒ *et al.*, 2012).

Na ausência de efeitos de seleção hidráulica, a concentração de minerais pesados em sedimentos modernos é um bom indicador da fertilidade das rochas fonte. Entretanto essas relações são complexas, e não dependem somente da litologia, mas também de toda evolução magmática, sedimentar ou metamórfica da rocha fonte erodida (MALUSÀ *et al.*, 2016).

2.2.2 Análise de Minerais Pesados

A análise convencional de minerais pesados envolve a separação dos grãos por líquidos densos (convencionalmente bromofórmio, tetrabromoetano ou politungstato), a montagem de lâminas com líquidos de índices de refração calibrados, a análise microscópica para identificação das espécies e quantificação com contagem modal de 300 grãos translúcidos da assembleia total. O número total de grãos contados é usualmente recalculado e a abundância individual dos minerais é expressa em porcentagem (MANGE & MAURER, 1992). A análise dos grãos de somente uma fração granulométrica pode levar a resultados tendenciosos e, quanto mais estreita a classe escolhida, maior o viés (GARZANTI & ANDÒ, 2019). Os grãos mais densos, com grande concentração nas frações mais finas (RUBEY, 1933; RITTENHOUSE, 1943), podem ser superestimados ou completamente cortados, portanto, é recomendada a análise de, pelo menos, duas frações granulométricas (GARZANTI & ANDÒ, 2019).

Para uma correta abordagem no estudo de variedades de minerais pesados para proveniência sedimentar é necessário que sejam adotados critérios que levem em conta as características dos minerais pesados adquiridas diretamente da área fonte e que não se modificam durante o ciclo sedimentar. Uma abordagem que contempla esses critérios é a determinação das proporções relativas de minerais que se comportam de maneira semelhante durante o transporte, deposição e diagênese,

portanto, esses minerais devem ter estabilidade mecânica e química e comportamentos hidráulicos similares. Porém, como a abrasão mecânica não parece ter um papel importante na alteração das assembleias de minerais pesados, as variações na estabilidade mecânica podem ser ignoradas. Assim, entre os fatores controladores da assembleia detrítica, os mais importantes são a estabilidade dos minerais durante a diagênese e seu comportamento hidráulico. A partir desta premissa, têm-se o índice ABi, onde são escolhidos pares minerais e são contados entre 100 e 200 grãos por par (A e B). Esse índice é calculado a partir da equação $ABi = (A/A+B) \times 100$. Os pares minerais são determinados levando-se em conta suas características físicas e estabilidade química, devendo ter alta frequência de ocorrência e o máximo possível de similaridades ou contrastes nas propriedades físicas e/ou químicas. Com isso, rutilo e zircão compõem o índice RZi, pois possuem comportamento físico e químico similares e rochas fonte diferentes, sendo utilizados para determinar variações na área fonte. O índice TZi é formado por turmalina e zircão, que possuem estabilidade química semelhante e densidades diferentes, e, portanto, comportamento hidráulico também diferente, o que pode revelar variações no transporte sedimentar (MORTON & HALLSWORTH, 1994).

Partindo do princípio de que condições petrogenéticas influenciam fortemente as variedades químicas, estruturais, de cores e óticas dos minerais, é adequada uma análise de alta resolução dos minerais pesados (em inglês "*High-resolution Heavy Minerals Analysis*" – HRHMA), que consiste na identificação e categorização de diferentes variedades das espécies individuais de minerais pesados. Isso permite uma caracterização mais precisa dos grãos minerais e evita a interpretação equivocada de indicadores de proveniência no nível de espécie. HRHMA pode ser utilizada quando espécies ultraestáveis estão presentes na assembleia, e, as variáveis que se provam mais informativas são morfologia, cor e estrutura interna dos grãos (MANGE & WRIGHT, 2007). Para este estudo foram selecionados turmalina e zircão.

O grupo de turmalina possui três variações composicionais principais: turmalina magnésiana ou dravita, turmalina de ferro ou schorl, e turmalina de lítio ou elbaíta. Dravita e schorl, bem como schorl e elbaíta, formam uma série de solução sólida, entretanto existe um *gap* de imiscibilidade entre elbaíta e dravita. A grande variedade de cores dentro do grupo, geralmente, é indicativo de sua composição. Em lâminas de grãos em imersão, turmalina com ferro é muito escura (praticamente opaca) ou

azul intenso, elbaíta apresenta tons de azul (indicolita) e rosa (rubelita), e dravita é marrom escuro, amarelo ou quase incolor. Tons inusuais são causados por diversos íons metálicos, e zoneamento de cores são frequentes, assim como turmalina multicolorida. Em geral, apresenta três hábitos: 1) prismas curtos, com terminações em uma ou, raramente, nas duas extremidades; 2) seções basais triangulares ou hexagonais; 3) agregados colunares e aciculares (MANGE & MAURER, 1992).

O zircão pertence ao sistema tetragonal e comumente se desenvolve como cristais prismáticos biterminados. Cristais aciculares em formato de agulha são comuns em intrusões porfíricas, subvulcânicas e que se cristalizam rapidamente, em granitos de alto nível crustal e em gabros. Já cristais curtos, achatados e equantes são mais frequentes em intrusões profundas e resfriadas lentamente (CORFU *et al.*, 2003).

Apesar de o zircão ser um constituinte menor de sedimentos clásticos, sua estabilidade física e química e a grande concentração de certos elementos traços na sua composição são utilizadas para análises de proveniência sedimentar e em estudos de evolução crustal (CAWOOD *et al.*, 2007; HAWKESWORTH *et al.*, 2010).

2.2.3 Análise Estatística

Como a análise completa de minerais pesados gera um alto volume de dados, se faz necessária a aplicação de métodos estatísticos apropriados para os objetivos esperados. Verhaegen *et al.* (2018) propõem um fluxograma para a análise estatística dos dados, sintetizado na figura 04 e detalhado a diante.

Para solucionar o problema da interdependência, é necessário fazer a transformação logarítmica dos dados composicionais antes da aplicação dos métodos estatísticos multivariados clássicos. A transformação de log-centrada resolve o problema da não-negatividade e acrescenta simetria à base de dados (Figura 04A).

A análise de agrupamento dos dados transformados é uma maneira rápida e fácil de se ter uma primeira ideia de possíveis grupos presentes na base de dados (Figura 04B). Os dados dentro de cada grupo são semelhantes entre si, enquanto os dados pertencentes a diferentes grupos possuem características diferentes com base nos parâmetros de entrada fornecidos, tais como diferentes grupos de minerais pesados.

Através da análise dos componentes principais (em inglês “*Principal Component Analysis*” – PCA), o dimensionamento de uma grande base de dados multivariada pode ser simplificado se reduzirmos essa base a um conjunto de componentes principais responsáveis pela maioria da variabilidade no conjunto de dados. Esses componentes principais são os autovetores de uma matriz de correlação do conjunto de dados. Cada componente principal representa uma certa quantidade da variabilidade total nos dados transformados logaritmicamente, e é afetado de forma diferente pelas distintas variáveis no conjunto de dados. Para isso, um gráfico de dispersão entre os componentes principais com as variáveis originais é o mais indicado (Figura 04C).

Para a visualização e interpretação dos dados é utilizado um gráfico da razão logarítmica, sendo as variáveis obtidas a partir dos resultados da análise dos componentes principais (Figura 04D).

Assembleias de minerais pesados possuem informações fundamentais sobre proveniência sedimentar, porém podem ser fortemente influenciadas por processos pré e pós-deposicionais. Portanto, diversas verificações e balanços devem ser incluídos para garantir que os padrões encontrados sejam em grande parte devidos a variações na proveniência (Figura 04E).

Se as verificações e balanços indicarem que um ou mais *proxies* de proveniência podem ser extraídos do conjunto de dados, esses *proxies* podem ser utilizados para interpolação espacial, com o uso de um método de interpolação geoestatístico (Figura 04F), como a krigagem. O resultado da interpolação espacial pode confirmar ou descartar hipóteses baseadas nas etapas anteriores e agregar uma dimensão espacial para os resultados, o que facilita a interpretação da proveniência paleogeográfica.

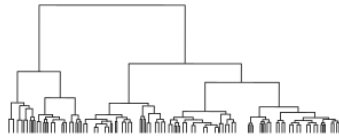
Fluxograma simplificado para grandes bases de dados composicionais

A. Transformação logarítmica centrada

$$\text{clr}(x_{i,j}) = \ln(x_{i,j}) - \frac{1}{D} \sum_{k=1}^D \ln(x_{i,k})$$

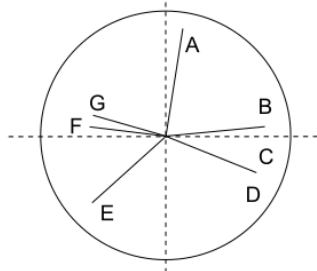
➔ Remover problemas de somatória e não-negatividade de dados composicionais

B. Análise de agrupamento



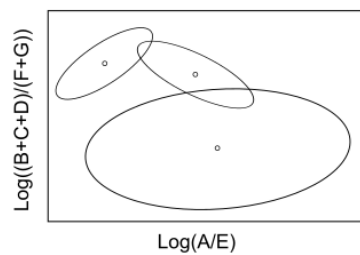
➔ Análise exploratória inicial da base de dados

C. Análise de componentes principais (PCA)



➔ Verificar a relação entre os componentes

D. Gráficos com razões logarítmicas (baseadas no PCA)



➔ Separação da base de dados em grupos baseados em razões logarítmicas significantes, usando regiões de significância estatística

E. Verificações e balanços

➔ Determinar os processos controladores dos padrões observados

F. Interpolação geoespacial



➔ Interpolação dos proxies identificados como significantes de proveniência sedimentar

Figura 04: Fluxograma para análise estatística de dados (modificado de Verhaegen *et al.*, 2018).

2.3 Sistema Eólico

Sistemas eólicos arenosos podem ser divididos em interiores e costeiros. Mares de areia interiores (também denominados de *ergs*) e campos de dunas eólicos se apresentam como sistemas de larga escala e compreendem formas de leito de diversos tipos morfológicos e de tamanhos, desde ondulações a mega dunas ou

draas, áreas de lençóis de areia, interdunas (que incluem sedimentos não eólicos), e ambientes extra dunas relacionados, de afinidade aluvial, fluvial, lacustre e marinha. Campos de dunas costeiras também abrangem diferentes formas de leito eólicas, e vários desses tipos de dunas também ocorrem em sistemas interiores (como as dunas parabólicas), enquanto outras são únicas do sistema costeiro (como cristas de dunas paralelas à costa) (RODRÍGUEZ-LÓPEZ *et al.*, 2014).

A criação de um registro estratigráfico eólico pode ser considerada seguindo as fases de construção do mar de areia ou campo de dunas, acumulação eólica e preservação da acumulação (KOCUREK, 1999).

A construção de campos de dunas (a iniciação e crescimento dos sistemas de formas de leito) depende do suprimento de sedimentos, da disponibilidade deste suprimento para o transporte eólico e da capacidade de transporte do vento (KOCUREK & LANCASTER, 1999). O suprimento de sedimentos é o volume de sedimento disponível para o transporte eólico gerado por unidade de tempo (KOCUREK, 1999), e pode ser derivado de múltiplas fontes. A disponibilidade de sedimentos é a suscetibilidade dos grãos superficiais em interagir com o vento, e fatores estabilizantes, como cimento intergranular precoce, cobertura vegetal, defasagem de sedimentos de granulação grossa e lençol freático elevado, limitam a disponibilidade. Já a capacidade de transporte é uma medida do potencial do vento em carregar sedimentos. Juntos esses fatores definem os estados de sedimentos do sistema eólico (em inglês “*aeolian system sediment states*”). Porém, a consideração destes fatores para definir o estado de sedimento de um sistema eólico é apropriada somente se estes componentes forem equacionados. A geração de um suprimento sedimentar pode ser considerada uma razão volumétrica. A capacidade de transporte do vento também pode ser tida como uma razão volumétrica em termos da potencial entrega de sedimentos para o sistema eólico. Já a disponibilidade de sedimentos é mais difícil de quantificar, entretanto pode ser considerada como a porcentagem adimensional de uma superfície em um dado momento que é coberta por grãos que podem interagir com o vento (KOCUREK & LANCASTER, 1999).

Com a análise simultânea do suprimento sedimentar, da capacidade de transporte do vento e da disponibilidade de sedimentos ao longo do tempo, são definidos nove potenciais estados de sedimentos, onde as razões volumétricas podem

ser comparadas e, se assumindo uma escala de tempo constante, volumes de sedimento podem ser medidos a partir da área da seção transversal (Figura 05). O suprimento sedimentar gerado pode atuar como influxo contemporâneo (IC) para um sistema eólico, ou pode ser armazenado (A). O sedimento armazenado pode ser remobilizado e servir como influxo tardio (IT), e sistemas eólicos podem ser alimentados tanto por influxos contemporâneos quanto tardios (ICT). Para que o sedimento esteja armazenado em um certo período é necessário que ou a disponibilidade (A_{DL}) ou o transporte (A_{TL}) estejam limitados, enquanto o volume total de sedimento armazenado pode conter os dois componentes limitados (A_{DTL}). Influxo contemporâneo para um sistema eólico surge a partir do suprimento sedimentar não armazenado, e este influxo deve possuir pelo menos transporte limitado (IC_{TL}) pois o influxo não pode exceder a capacidade de transporte do vento. Quando o fluxo é insaturado, isto é, quando a taxa de transporte potencial do vento é maior que a taxa de transporte real, devido à disponibilidade de sedimentos ocorre influxo contemporâneo limitado pela disponibilidade (IC_{DL}) (Figura 05A). Influxo tardio ocorre com a deflação de sedimentos que haviam sido armazenados previamente. Influxos tardios com transporte limitado (IT_{TL}) ocorrem a partir da deflação pelo vento em fluxos saturados (quando a taxa de transporte potencial do vento é igual à taxa de transporte real). Já influxos tardios limitados pela disponibilidade de sedimentos (IT_{DL}) decorrem de sedimentos armazenados onde o fluxo é insaturado devido à disponibilidade (Figura 05B). Quando ambos os influxos acontecem (contemporâneo e tardio) (Figura 05C), as definições de transporte limitado (ICT_{TL}) e disponibilidade limitada (ICT_{DL}) são as mesmas usadas para influxos contemporâneos e tardios acima (KOCUREK & LANCASTER, 1999).

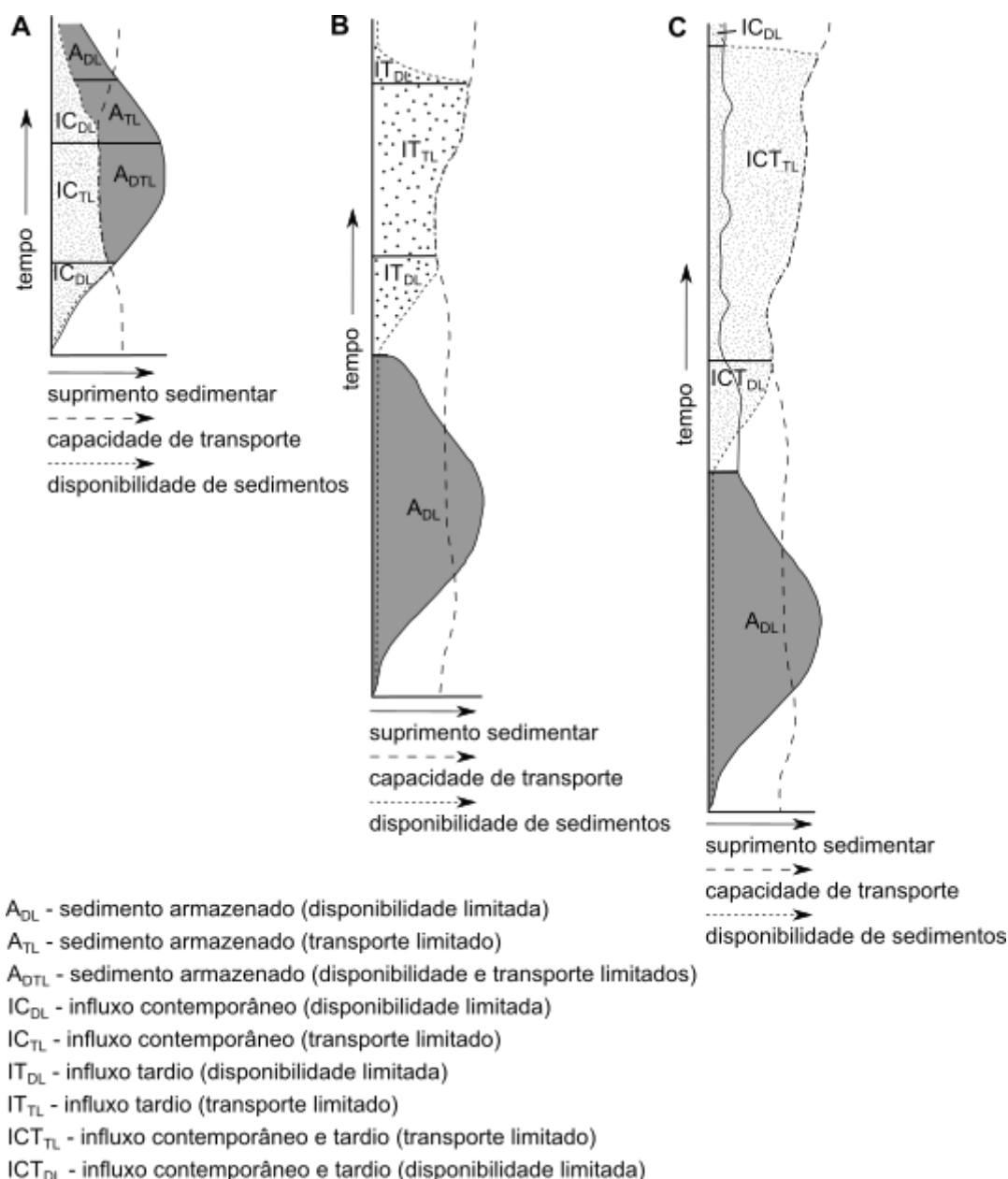


Figura 05: Diagrama das classes de estados de sedimentos do sistema eólico. A) construção eólica contemporânea à geração de suprimento sedimentar; B) construção eólica separada por intervalo de tempo de um período anterior onde o suprimento sedimentar foi gerado; C) construção eólica oriunda de suprimento sedimentar contemporâneo e erosão de sedimentos previamente armazenados (modificado de Kocurek & Lancaster, 1999).

Considerando a posição do lençol freático, da superfície de deposição e fatores que permitem a estabilização do substrato, são estabelecidos três principais tipos de sistemas eólicos: 1) sistemas eólicos secos onde o lençol freático e sua franja de capilaridade estão suficientemente abaixo da superfície de deposição e não influenciam na migração das dunas, nem no transporte e deposição dos sedimentos;

2) sistemas eólicos úmidos onde o lençol freático e sua franja de capilaridade estão na superfície de deposição ou próximos a ela, de maneira que as mudanças na umidade desempenham um importante papel no estilo e padrão de acumulação dos sedimentos, e onde as áreas interdunas são úmidas ou inundadas e caracterizadas por sedimentos clásticos, biogênicos e/ou químicos que indicam um lençol freático próximo à superfície; 3) sistemas eólicos estabilizados onde fatores como vegetação, pedogênese, *permafrost* ou cimentação superficial atuam, tanto esporadicamente quanto continuamente, para estabilizar o substrato enquanto o sistema permanece ativo no geral, viabilizando, assim, a construção e acumulação eólicas (KOCUREK & HAVHOLM, 1993) (Figura 06).

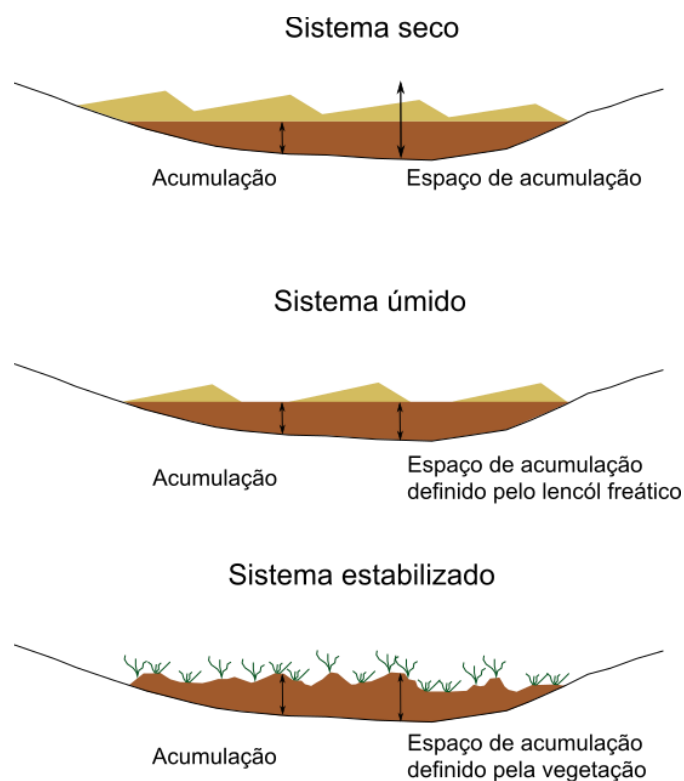


Figura 06: Principais tipos de sistemas eólicos (modificado de Kocurek & Havholm, 1993).

Em termos gerais, a forma e tamanho de acumulações de areia eólicas dependem principalmente dos seguintes fatores: disponibilidade de areia, distribuição granulométrica, distribuição da velocidade do vento e variabilidade direcional, cobertura vegetal e suas características de crescimento, natureza da topografia circundante e do embasamento, variações climáticas e do nível do mar, e padrões tectônicos a longo prazo de soerguimento e subsidência. Muitos desses fatores são

interdependentes e mudanças em um deles podem trazer uma resposta morfológica complexa e frequentemente não linear (PYE, 1993).

2.3.1 Dunas Eólicas

No seu sentido mais amplo, dunas eólicas podem ser definidas como formas de leito onduladas, quase sempre assimétricas, produzidas pelo transporte e deposição de sedimentos pelo vento. A assimetria é evidenciada pela inclinação maior na face sotavento que na face barlavento. No sentido mais estrito, dunas são formas onduladas altas e íngremes o bastante para que ocorram avalanches de areia no flanco de sotavento (GIANNINI *et al.*, 2008). O clima exerce muita influência na formação de dunas, atuando diretamente ou indiretamente na cobertura vegetal, transporte dos sedimentos, dinâmica do lençol freático e na preservação das formas eólicas.

Quanto à nomenclatura e classificação, o modelo proposto por McKee (1979) (Figura 07) é o mais amplamente utilizado. As dunas que possuem orientação transversal ao sentido principal dos ventos são os tipos mais comuns, com ocorrência tanto em deserto como em áreas costeiras úmidas: transversais *sensu stricto* (Figura 07A), barcanóides (Figura 07B) e barcanas (Figura 07C). Dunas transversais são megaformas eólicas com crista e face sotavento praticamente retilíneos e direção ortogonal ao fluxo de vento, sofrendo pouca variação ao longo de sua extensão. Dunas barcanóides e barcanas são formas eólicas causadas por pequenos desvios do vento em relação ao azimute principal (GIANNINI *et al.*, 2008). Esses três tipos de dunas ocorrem em uma sequência definida, onde o suprimento de areia é o fator que determina qual duna será gerada. Dunas barcanas são geradas quando o suprimento é limitado e dunas transversais são geradas quando este suprimento é abundante, ficando as dunas barcanóides entre elas (MCKEE, 1979).

Dunas lineares (Figura 07D) são formas alongadas com duas direções de flancos de avalanche alternados ao longo do comprimento, também intituladas longitudinais ou *seif*. Dunas em forma de estrela (Figura 07E) se formam quando existe interação de ventos com sentido variados; e as dunas reversas (Figura 07F) quando existe alternância de fluxos eólicos com sentidos opostos. Dunas parabólicas (Figura 07G) e *blowouts* (Figura 07H) são parcialmente estabilizados pela vegetação e/ou nível freático alto, assim como as dunas dômicas (Figura 07I), que possuem

forma circular sem faces de avalanche evidentes (GIANNINI *et al.*, 2008).

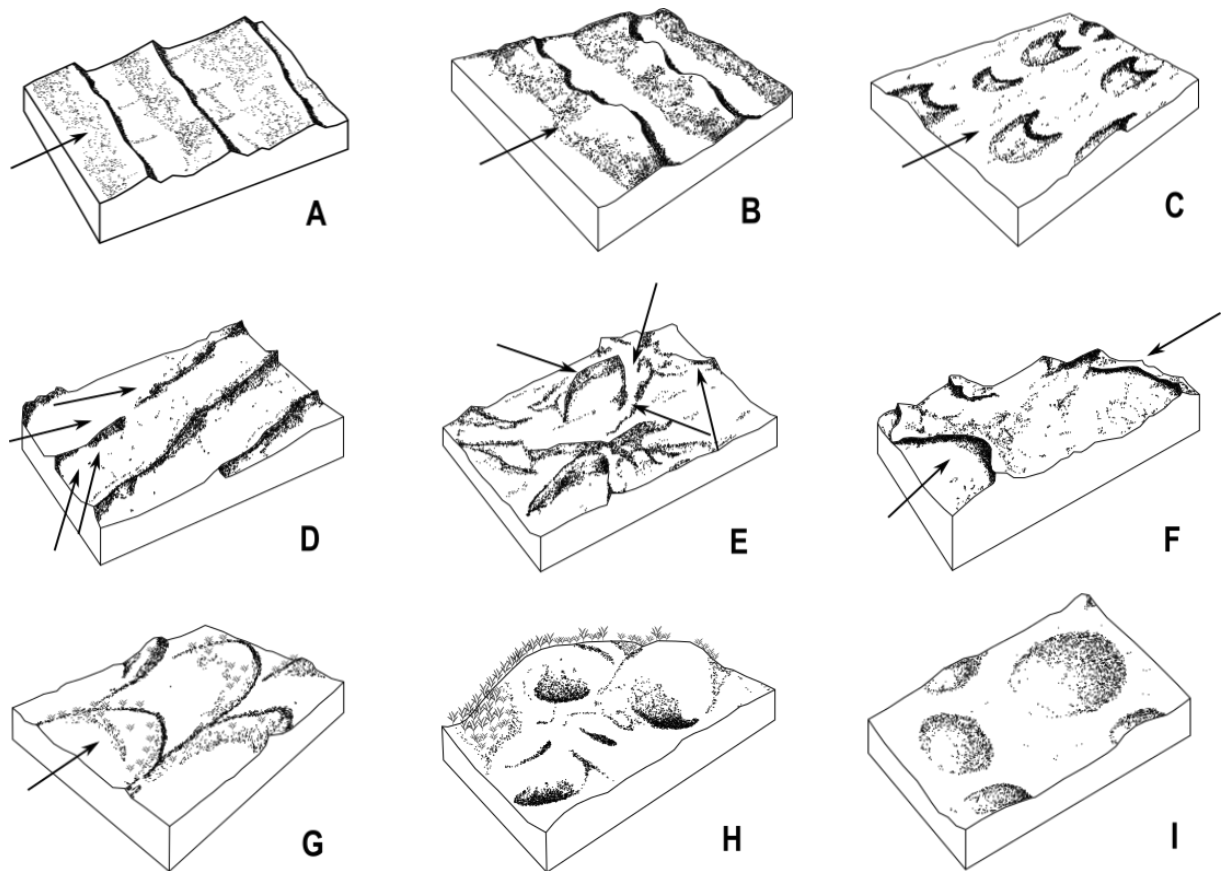


Figura 07: Tipos de dunas eólicas. A) transversal; B) barcanóide; C) barcana; D) linear; E) estrela; F) reversa; G) parabólica; H) ruptura de deflação em *blowout*; I) dômica. As setas indicam o sentido principal do fluxo de vento (modificado de McKee, 1979).

2.3.2 Dunas Parabólicas

Dunas parabólicas são formas de relevo eólicas com formatos de U ou V e o nariz apontando a favor do vento, possuindo três características básicas: lobo deposicional na direção do vento, braços ou cristas de arrasto e uma bacia de deflação entre os braços (GOUDIE & WELLS, 1995), estando associadas a coberturas vegetais e/ou alto nível do lençol freático (GOUDIE, 2011). Essas dunas podem ser simples ou compostas, sendo que as simples representam uma única forma de duna que possui os três elementos básicos, sendo subdivididas em quatro categorias de acordo com a razão entre comprimento (L) e largura (W): luneta ($L/W < 0.4$), hemicíclica ($L/W = 0.4-1$), lobada ($L/W = 1-3$) e alongada ($L/W > 3$). Já as compostas consistem na superposição das formas parabólicas, também subdivididas em quatro categorias: aninhadas, superimpostas, digitadas e escalonadas (Figura 08) (PYE, 1993).

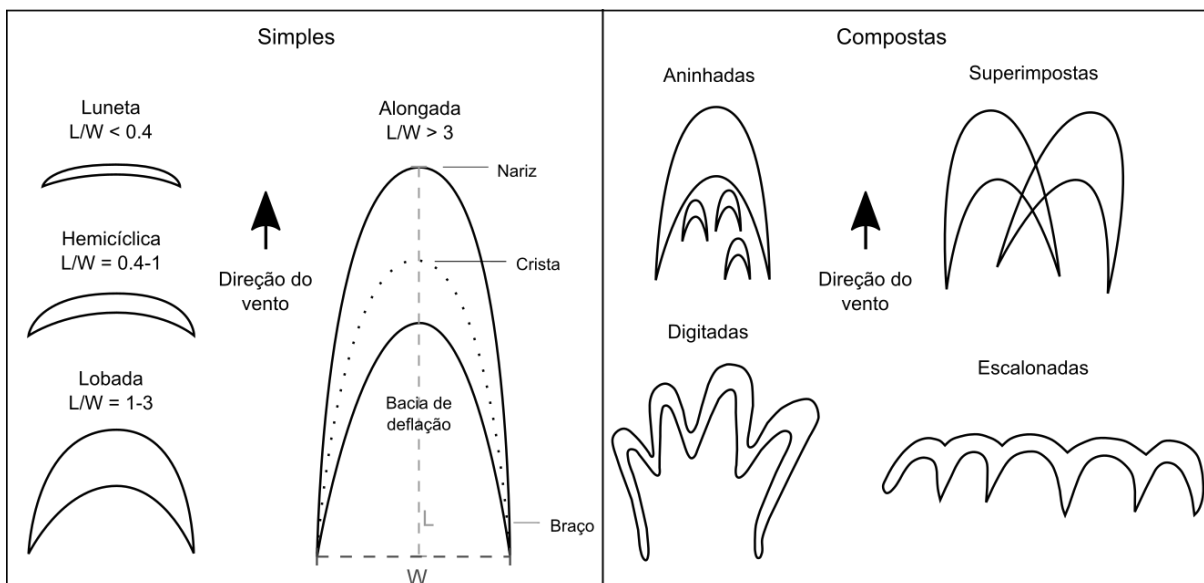


Figura 08: Morfologia das dunas parabólicas (modificado de Pye, 1993).

Em locais úmidos onde a cobertura vegetal é relativamente densa, a formação de dunas parabólicas alongadas é favorecida por um regime de vento unidirecional e efetivo, enquanto em áreas onde o regime de vento é bimodal ou complexo as dunas parabólicas mais comumente possuem menor comprimento e proporção de largura, e podem ser assimétricas ou digitadas (PYE, 1993).

O desenvolvimento de dunas parabólicas é muito sensível às características da vegetação e variações ambientais, causadas tanto por distúrbios naturais, como temperatura (WOLFE & HUGENHOLTZ, 2009), precipitação (LANDSBERG, 1956; STETLER & GAYLORD, 1996) e regime de ventos (HESP, 2002; TSOAR *et al.*, 2009), quanto antropogênicos, como pastagem, agricultura e recreação (HESP, 2001; TSOAR & BLUMBERG, 2002).

A formação de dunas parabólicas depende de três fatores determinantes: 1) disponibilidade de areia; 2) força do vento (a variabilidade do vento é desconsiderada pois dunas parabólicas são principalmente desenvolvidas sob um regime de ventos unidirecionais); 3) estresse hídrico, o principal controle para o crescimento da vegetação em um sistema eólico. O grau de influência do estresse hídrico no crescimento da vegetação varia de acordo com as características das espécies vegetais, como a resiliência à seca e a capacidade de suportar a erosão eólica e o soterramento por areia. O estresse hídrico geralmente é determinado pela condição

climática regional e abrange os impactos combinados de temperatura, precipitação e dinâmicas do lençol freático (YAN & BAAS, 2015).

Em condições que favorecem o crescimento da vegetação, dunas parabólicas podem se desenvolver a partir de dunas altamente móveis e sem vegetação, como dunas barcanas e transversais (TSOAR & BLUMBERG, 2002; REITZ *et al.*, 2010; HART *et al.*, 2012; HESP & WALKER, 2013). Entretanto, quando a cobertura vegetal decresce, as dunas parabólicas podem se transformar novamente em dunas altamente móveis, não parabólicas (HACK, 1941; ANTON & VINCENT, 1986).

Dunas parabólicas interiores são governadas por condições orogênicas e disponibilidade de água subterrânea relacionada a rios ou lagos próximos, e usualmente encontradas em regiões áridas e semiáridas. Em contraste com dunas parabólicas costeiras, que normalmente se desenvolvem da expansão e ativação de *blowouts* ou da estabilização de campos de dunas transgressivos (HESP, 2013), as dunas parabólicas interiores costumam se desenvolver a partir de dunas barcanas ou transversais (YAN & BAAS, 2015). Braços dessas dunas interiores geralmente são dominados por gramíneas e arbustos, enquanto os braços dessas dunas costeiras são dominados por árvores. Como os braços das dunas são frequentemente sobrepostos ou cortados pelas dunas posteriores, dunas parabólicas alongadas são incomuns em regiões interiores (MARÍN *et al.*, 2005; HALFEN *et al.*, 2010).

3. Contextualização da Área Estudada

3.1 Contexto Geológico

O campo de dunas e paleodunas do médio rio São Francisco situa-se no noroeste do Estado da Bahia e, na região, as rochas do Cráton São Francisco (ALMEIDA, 1977) (que constitui a maioria do contexto geológico do Estado) compõem o embasamento da bacia de drenagem do rio, e a maior parte do relevo circundante (Figura 09).

3.1.1 Embasamento Arqueano

Complexo Paramirim

O Complexo Paramirim (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1976) possui idade mesoarqueana e é o constituinte principal do Bloco do Paramirim, um alto estrutural justaposto tectonicamente entre a Serra do Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina. Os contatos com as unidades do Supergrupo Espinhaço são por meio de zonas de cisalhamento contracionais e falhas.

O complexo pode ser subdividido em quatro conjuntos litológicos: 1) gnaisses bandados com feições anatéticas; 2) hornblenda-biotita ortognaisses tonalítico-granodioríticos migmatíticos; 3) biotita ortognaisses tonalíticos a graníticos, gnaisses migmatíticos; 4) rochas granitoides associadas, que são augen gnaisses monzograníticos milonitizados e ortognaisses granodioríticos (ARCANJO *et al.*, 2000). Entretanto, na área de estudo ocorrem somente ortognaisses migmatíticos, que possuem uma grande variedade de tipos petrográfico, como tonalitos, granodioritos e monzogranitos, migmatizados com estruturas bandadas, *schlieren* e nebulítica. Enclaves máficos são comuns, com formas e dimensões variadas. Em geral as rochas estão polideformadas e possuem associação mineralógica progressiva compatível com a fácies anfibolito alto, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde (LOUREIRO *et al.*, 2009).

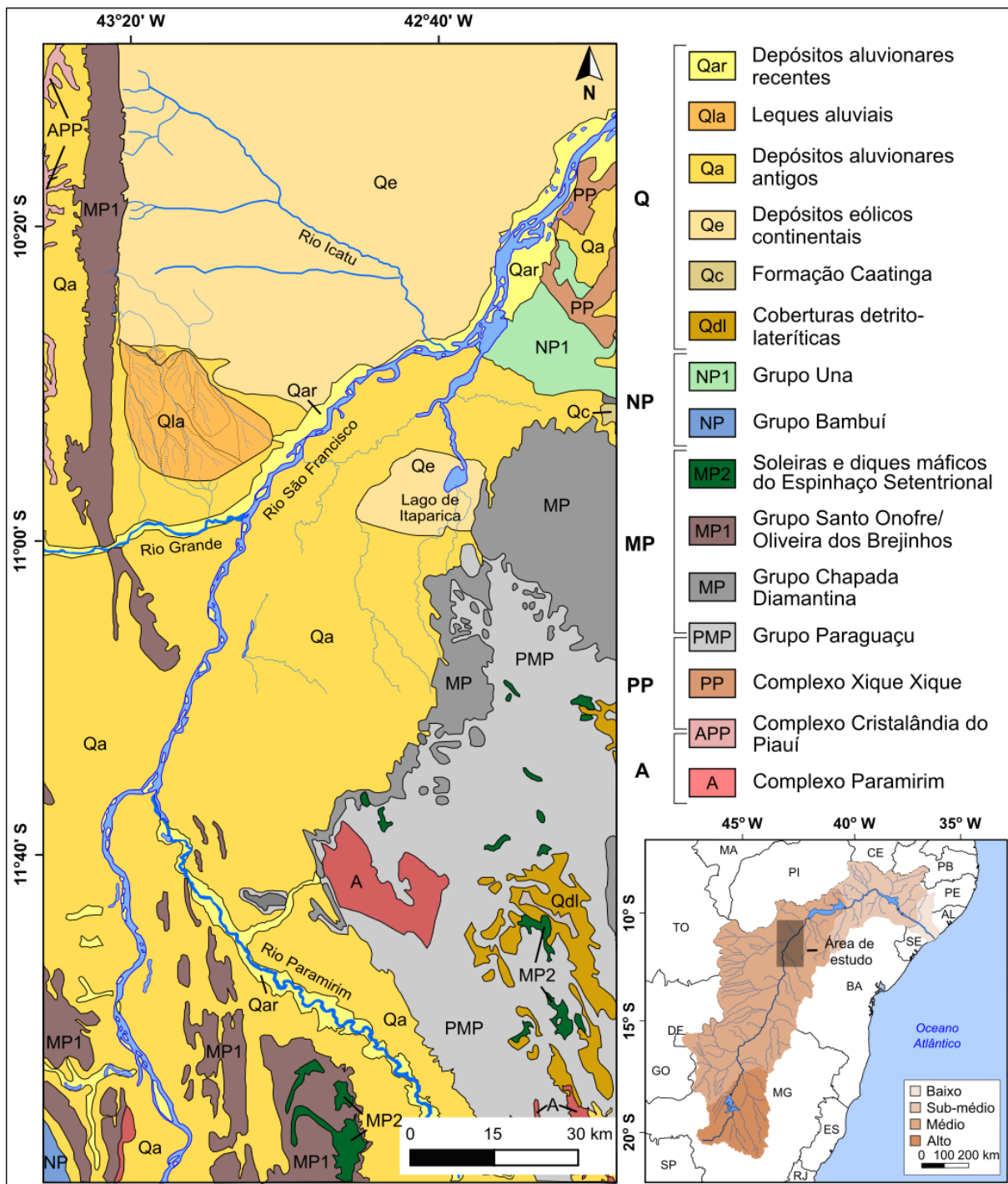


Figura 09: Mapa geológico da área de estudo. A- Arqueano; PP – Paleoproterozoico; MP – Mesoproterozoico; NP – Neoproterozoico; Q – Quaternário (modificado de Souza et al., 2003 e Mescolotti et al., 2021).

3.1.2 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço ocorre ao longo da serra de mesmo nome, possuindo mais de 1000 km de extensão, 20 km de largura média e direção meridiana desde o

Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, atravessando toda a Bahia, até os limites de Piauí e Pernambuco. Configura um conjunto de depósitos continentais e marinhos de origem tafrogênica, majoritariamente psamíticas, por vezes pelíticas, carbonáticas e vulcânicas, sendo sua deposição inicial entre 1750 e 1700 Ma (SCHOBENHAUS, 1996).

O supergrupo é composto pelo Grupo Santo Onofre/Oliveira dos Brejinhos (SCHOBENHAUS, 1993), unidade que compõe a Serra do Espinhaço no estado da Bahia, e pelos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina, que configuram a feição conhecida como Chapada Diamantina (CASTRO, 2003).

Grupo Paraguaçu

O Grupo Paraguaçu corresponde a fase pós-rifte na Bacia Espinhaço Central, sendo a subsidência mecânica passiva o agente regulador da sedimentação. Os depósitos oriundos desta fase correspondem à supersequência continental costeira/marinha rasa Mangabeira/Açuruá. As unidades desta supersequência apresentam baixo grau de deformação e metamorfismo na fácies xisto verde, sendo o contato entre elas gradual.

A Formação Mangabeira é caracterizada por rochas siliciclásticas, resultado de uma sedimentação continental costeira, associada ao trato de sistema de mar baixo, ocorrendo metarenitos/metaquartzo-arenitos com estratificação cruzada de grande porte, consequência de processos eólicos, e metarenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, gerada por correntes fluviais efêmeras.

A Formação Açuruá corresponde a uma sedimentação marinha rasa e litorânea, composta por diversos sistemas deposicionais (planície de maré, praia, frente de praia) que estão associados espacialmente, correspondendo a um trato de sistema transgressivo. Este trato de sistemas retrabalha o topo dos depósitos eólicos da Formação Mangabeira, apresentando um ordenamento vertical granocrescente ascendente, que se inicia com metargilito, passa a metarritmito e se encerra com metarenito (GUIMARÃES, 2005).

Grupo Chapada Diamantina

A Chapada Diamantina é dividida em dois domínios principais: Ocidental e Oriental, separados pelo lineamento Barra do Mendes-João Correia (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1976). O Domínio Ocidental é composto por um sistema de dobras fechadas e

ocorrências de atividade vulcânica. Já o Domínio Oriental possui dobras suaves, metamorfismo de grau muito baixo, estruturas sedimentares primárias preservadas e atividade vulcânica limitada a intrusões básicas (SOUZA, 2017).

O Grupo Chapada Diamantina é dividido, da base para o topo, pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu (BRITO NEVES & LEAL, 1968). As unidades basais ocorrem em onlap sobre o embasamento paleoproterozoico-arqueano na área da Escarpa do Tombador. O contato superior é discordante com o Grupo Una, do Neoproterozoico (MEDEIROS & PEREIRA, 1994).

O grupo representa um grande ciclo transgressivo-regressivo de segunda ordem, onde a transgressão é representada pelas formações Tombador e Caboclo, e a regressão pela Formação Morro do Chapéu (WHITE, 1980). O metamorfismo sobre as rochas do Grupo Chapada Diamantina atingiu, no máximo, a fácies xisto-verde (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984).

No topo da Formação Tombador encontram-se conglomerados, com origem relacionada a leques aluviais, sotopostos a arenitos fluviais entrelaçados, com paleocorrentes no sentido oeste (CASTRO, 2003). O paleoambiente varia de maneira sucessiva de fluvial entrelaçado/eólico para eólico, fluvial entrelaçado, e leque aluvial/fluvial entrelaçado (BOMFIM *et al.*, 1996).

A Formação Tombador pode ser dividida nos intervalos inferior e superior. O primeiro é marcado por uma sedimentação monótona na bacia, sendo a deposição deltaica, estuarina, fluvial, litorânea e eólica. Já o intervalo superior é caracterizado por intenso tectonismo, sendo a sedimentação representada por depósitos de leques aluviais intercalados com fluviais e eólicos, gradativamente migrando para sistemas costeiros e marinhos *shoreface* (CASTRO, 2003).

Na região de estudo, esta formação é caracterizada por uma grande sequência clástica arenosa com conglomerados polimíticos basais, gradando para conglomerados monomíticos intraformacionais em direção ao topo (MORAES & AMARAL, 2001). A transição da Formação Tombador para a Caboclo ocorre através de depósitos deltaicos e de linhas de praia (CASTRO, 2003).

Cinco associações de litofácies constituem a Formação Caboclo, sendo elas laminito algal/calcarenito, lamito algal/estromatólito colunar, siltito lenticular amalgamado, lamito e arenito interestratificados e arenito conglomerático (ROCHA *et*

al., 1992).

Já a Formação Morro do Chapéu é dividida em cinco associações de litofácies, que são, da base para o topo: 1) conglomerado suportado por clastos/arenito conglomerático/arenito; 2) siltito/arenito; 3) arenito com estratificações cruzadas sigmoides; 4) arenito/lamito; 5) arenito fluidificado. Sua sedimentação estaria associada a um brusco rebaixamento relativo do nível do mar, o que exporia a plataforma continental (representada pela Formação Caboclo), retrabalhando os sedimentos através de sistemas fluviais e escavando vales incisos (SAMPAIO *et al.*, 1995).

Grupo Santo Onofre

O termo “Santo Onofre” foi utilizado pela primeira vez no Projeto Chumbo (SCHOBHENHAUS, 1972) para englobar quase toda cobertura composta por rochas vulcânicas e sedimentares no Espinhaço setentrional. Em 1993, Schobbenhaus propõe que o Grupo Santo Onofre seja representado tanto por unidades do Supergrupo Espinhaço, quanto por unidades correlatas ao Grupo Macaúbas. Para as primeiras, o autor sugere a denominação de Grupo Oliveira dos Brejinhos, e para as segundas sugere que se mantenha o nome Grupo Santo Onofre. Essa interpretação indica a existência de uma sedimentação neoproterozoica ao longo da faixa dobrada da Serra do Espinhaço, denominada Grupo Santo Onofre, estando superimposta a unidades do Supergrupo Espinhaço.

A este trabalho interessam ambos grupos: Santo Onofre (SCHOBHENHAUS, 1993), que corresponde às formações Santo Onofre e Sítio Novo, de Inda & Barbosa (1978) e Dominguez (1996), e Oliveira dos Brejinhos. É provável que os grupos estejam incorporados aos metassedimentos que compõem as serras do Boqueirão e do Estreito, no extremo norte da Serra do Espinhaço (WINGE, 1968; SILVA *et al.*, 1989).

A estratigrafia do Grupo Oliveira dos Brejinhos, proposta por Schobbenhaus (1993), é baseada em Schobbenhaus (1972) e Costa & Silva (1980). O grupo possui espessura estimada em 3.000 m, sendo representado, da base para o topo, pelas formações: 1) Pajeú (KAUL, 1970), composta por arcóseos, conglomerados e vulcanitos; 2) Bom Retiro (PORCHER, 1970), formada por quartzitos e conglomerados; 3) Fazendinha (COSTA & SILVA, 1980), constituída por quartzitos e xistos; e 4) Serrada Vereda (KAUL, 1970), composta por dumortierita e/ou cianita-

quartzitos. De acordo com Inda & Barbosa (1978), Costa & Silva (1980) e Dominguez (1996), a bacia de sedimentação do grupo é tida como um rifte de orientação meridiana que na fase inicial esteve condicionado a um vulcanismo félsico, em ambiente continental, associado a sistemas fluviais, de leques aluviais e eólicos. Em direção ao topo a bacia grada para sistemas flúvio-deltaico a marinho raso.

O grupo Santo Onofre (SCHOBENHAUS, 1993) é composto por espessas sequências de quartzitos, quartzitos com intercalações de filitos, filitos intercalados com quartzito e poucas lentes de calcários. Os filitos possuem proporções variadas de hematita, grafita e mais raramente óxidos de manganês. Também podem apresentar níveis ricos de cloritóide e/ou pirita. A oeste do Rio Santo Onofre, no estado da Bahia, uma unidade quartzítica de topo, intercalada com filitos, transpõe rochas arqueanas do embasamento. Contudo, as relações de contato entre o grupo e o embasamento arqueano são relativamente mal expostas. Nesse contexto regional as unidades Santo Onofre estão pouco deformadas e, a oeste do Rio São Francisco, já no domínio plataformar, são cobertas por calcários do Grupo Bambuí (SCHOBENHAUS, 1996). Próximo a cidade de Ibotirama, são relatados arenitos e siltitos, com fácies de planície de maré e barras de offshore, de ambiente plataformar (UHLEIN & PEDREIRA, 1989).

3.1.3 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco, no Estado da Bahia, possui espessura máxima na ordem de 1.000 m, compreendendo rochas sedimentares carbonáticas e siliciclásticas, acumuladas entre 850 e 630 Ma, e os registros do supergrupo ocorrem na região oeste do estado (Grupo Bambuí) e na Chapada Diamantina (Formações Bebedouro e Salitre, sendo que somente a última ocorre na área de estudo) (GUIMARÃES *et al.*, 2012). As rochas que compõem o supergrupo preenchem uma ampla sinéclise intracratônica, designada Bacia do São Francisco (DOMINGUEZ, 1996).

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí possui espessura máxima estimada na ordem de 900 m, e compreende uma sedimentação marinha transgressiva sobre o Cráton São Francisco, assentada em discordância nas rochas do embasamento cristalino e do Supergrupo Espinhaço, sendo subdividida, da base para o topo, nas seguintes formações: 1) Sete

Lagoas, composta por três associações de litofácies carbonáticas e siliciclásticas cortadas por vênulas preenchidas com calcita, sendo estas associações de fácies denominadas de associação pelítica/carbonática, associação carbonática/calcifera e associação dolomítica, da base para o topo; 2) Serra da Santa Helena, que compreende folhelhos cinza, esverdeado e creme, interestratificados com níveis de marga, siltito e argilito; 3) Lagoa do Jacaré, subdividida em duas associações de litofácies carbonáticas e siliciclásticas cortadas por vênulas preenchidas com calcita, sendo a primeira caracterizada pela equivalência quantitativa das partes carbonáticas e siliciclásticas, e a segunda pelo predomínio das litofácies carbonáticas, podendo haver oncólitos e estilólitos (MORAES FILHO, 1997); 4) Serra da Saudade, que compreende metassiltito e ardósia interestratificados (DARDENNE, 1978).

As formações do Grupo Bambuí foram depositadas em ambiente marinho raso a litorâneo, com atuação de tempestades e marés (MORAES FILHO, 1997; CHIAVEGATTO & DARDENNE, 1997). A idade deposicional é estimada entre 700 e 600 Ma (ZALÁN & SILVA, 2007).

Formação Salitre

A Formação Salitre (BRANNER, 1910) possui espessura na ordem de 500 m e encontra-se assentada em discordância erosiva e angular sobre as rochas do embasamento cristalino, do Grupo Chapada Diamantina e da Formação Bebedouro. É subdividida em quatro unidades de litofácies carbonáticas e siliciclásticas, sendo elas, da base para o topo: 1) Unidade Nova América, composta por laminito algal, calcilutito, calcissiltito e níveis, por vezes silicificados, de calciarenito, dolarenito e estromatólitos colunares, e os carbonatos possuem mineralizações de zinco, chumbo, barita e concentrações de fosfatos; 2) Unidade Gabriel, constituída de calcilutito peloidal, calcissiltito laminado, calciarenito maciço oolítico, com níveis de calcirrudito, argilito e conglomerado intraclástico; 3) Unidade Jussara, formada por calciarenitos intraclásticos peloidais oncolíticos, calciarenitos quartzosos, calcirrudito, calcissiltito, calcilutito peloidal micrítico, com níveis de arenitos; 4) Unidade Irecê, composta por calcilutito laminado, localmente plaqueado, interestratificado com marga, arenito, siltito e argilito (BOMFIM *et al.*, 1985).

As rochas da formação possivelmente se depositaram em uma bacia gerada ou em decorrência de um regime tectônico flexural por sobrecarga de massa

(DELGADO *et al.*, 2003) ou através de uma subsidência térmico-flexural associada a evolução das margens passivas do paleocontinente São Francisco (DOMINGUEZ, 1996), e preenchida durante 650 a 850 Ma, em ambiente marinho raso a plataforma do tipo rampa, caracterizada por declives suaves (LEÃO & DOMINGUEZ, 1992; GUIMARÃES, 2000, LOUREIRO *et al.*, 2008, 2009).

3.2 Bacia de Drenagem do Rio São Francisco

A bacia de drenagem do São Francisco possui área de 639.219 km², se estendendo pelos Estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Pernambuco, Sergipe e Alagoas, além do Distrito Federal, perfazendo 7,5% do território nacional (ANA, 2002). Devido à sua extensão de 2.900 km (SANTOS *et al.*, 2012) e aos ambientes diversos que percorre, é subdividida em quatro unidades fisiográficas: 1) Alto São Francisco, que vai da nascente na Serra da Canastra – MG até a cidade de Pirapora – MG, correspondente a 19% da área da bacia; 2) Médio São Francisco, de Pirapora a Remanso – BA, correspondente a 55% da bacia; 3) Sub-médio São Francisco, que se estende de Remanso a Paulo Afonso – BA, equivalente a 24% da bacia; 4) Baixo São Francisco, com curso de Paulo Afonso até a foz no oceano Atlântico (divisa dos estados de Sergipe e Alagoas), proporcional a 7% da bacia (Figura 10). O rio possui 36 afluentes, sendo as sub-bacias dos rios Paracatu, Grande e Velhas as com maiores contribuições para a formação da vazão do São Francisco (PEREIRA *et al.*, 2007).

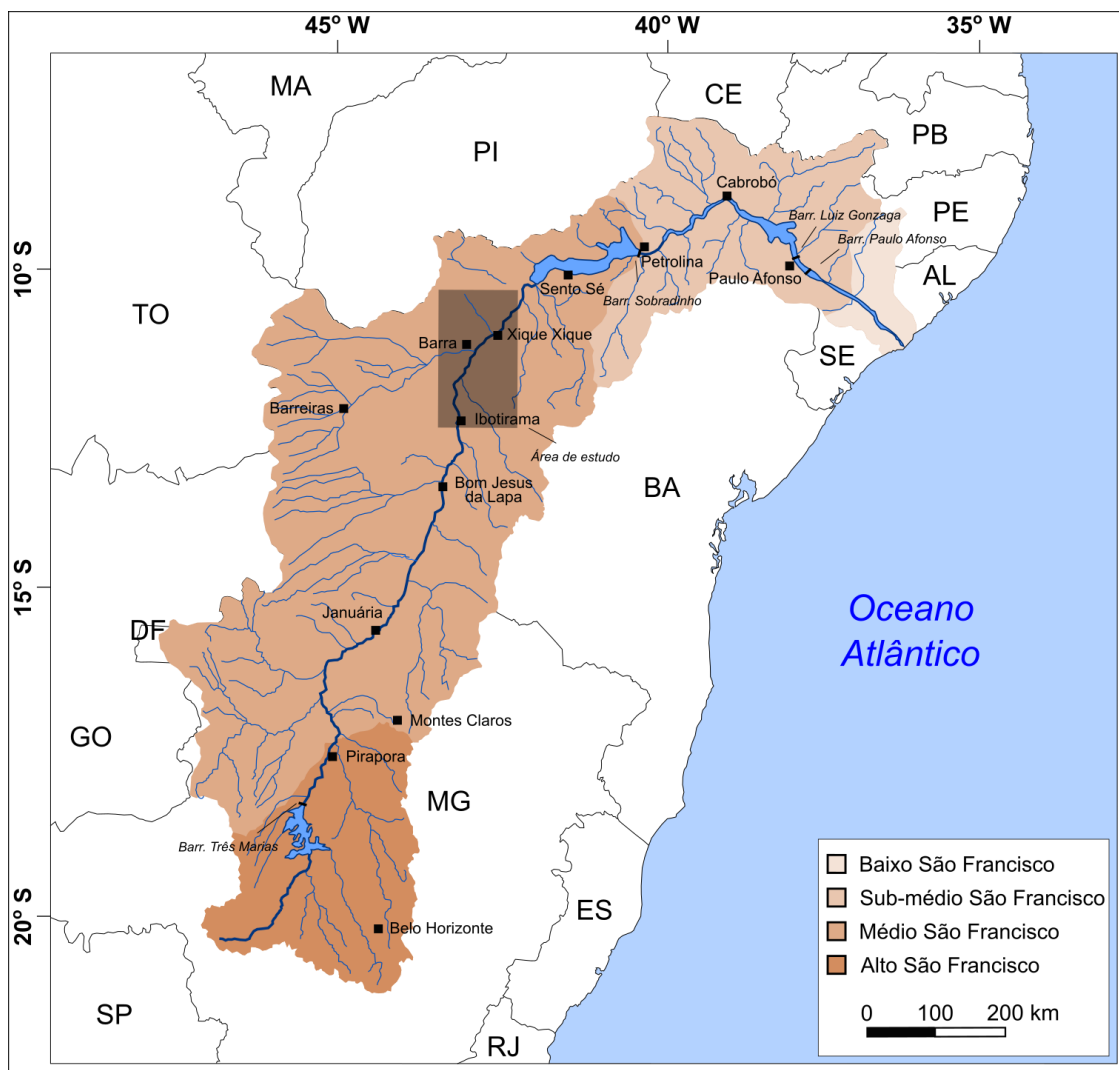


Figura 10: Bacia de drenagem do rio São Francisco e seus principais afluentes (modificado de Pereira et al., 2007).

3.2.1 Clima

O regime de ventos é resultado da sobreposição de mecanismos atmosféricos sinóticos (de escala global) e de mesoescala (regionais). Quanto ao regime sinótico, no Estado da Bahia predominam dois mecanismos: o Anticiclone Subtropical do Atlântico a sul, que sofre perturbação de massas polares com periodicidade intermitente; e os ventos alísios a norte, que possuem regime constante. As direções desses mecanismos convergem, causando ventos proeminentes vindos de nordeste, leste e sudeste. Quanto a eventos de mesoescala, nas regiões de chapada no centro do Estado e demais regiões elevadas existe uma complexa interação entre o deslocamento atmosférico e as formas elevadas, caracterizando um mecanismo de brisas de montanha-vale. A direção do regime de ventos atuantes na Bahia varia

pouco, possuindo sentido leste-oeste (SANTOS *et al.*, 2013).

A região de estudo possui ventos com maiores velocidades nos períodos secos (inverno e primavera), com ventos de até 11 m/s no inverno nas regiões de serra (SANTOS *et al.*, 2013). A precipitação média anual é menor que 800 mm, sendo inverno e primavera as estações mais secas, e verão e outono as mais úmidas (Figura 11). Assim, o clima é semi-árido (Bsh) de acordo com a classificação de Köppen (ALVARES *et al.*, 2013).

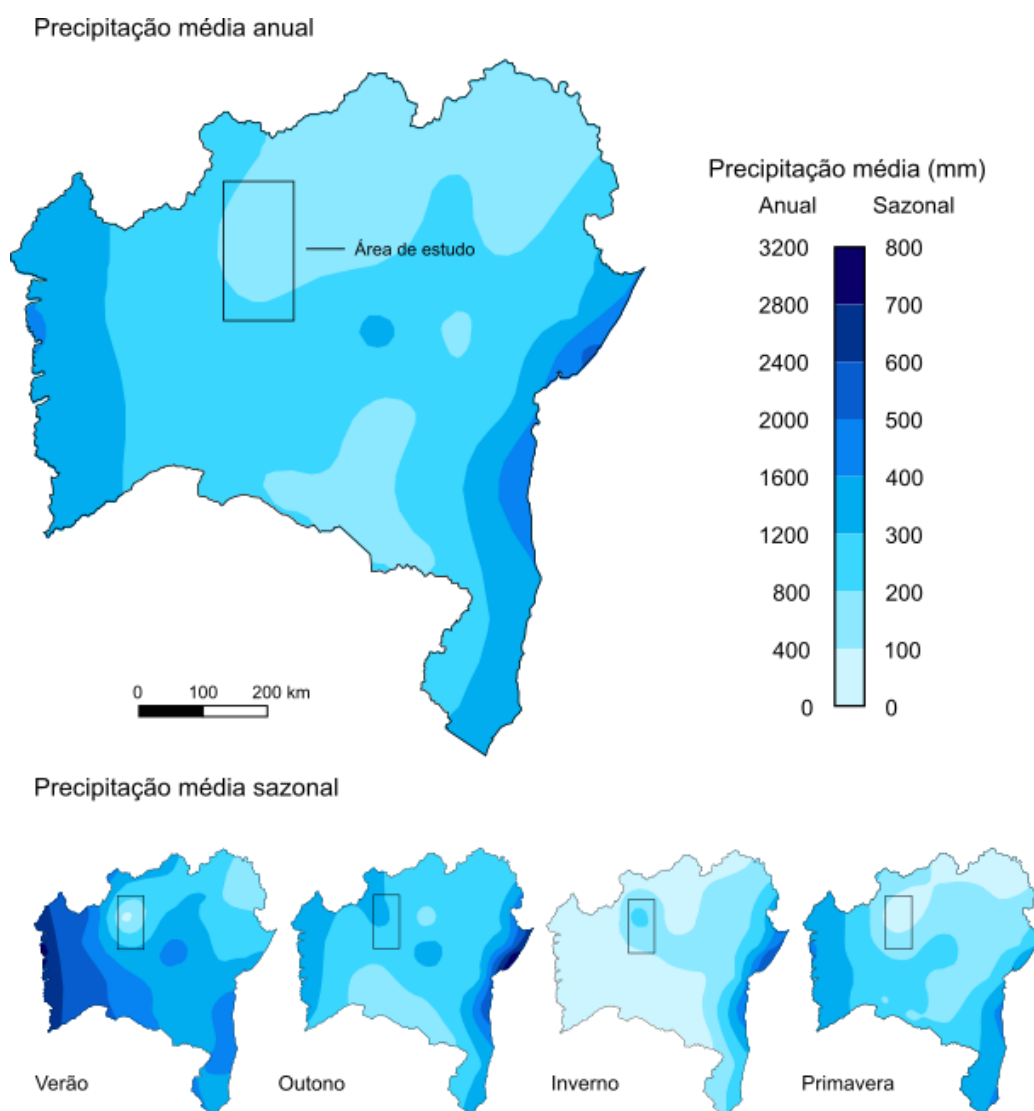


Figura 11: Precipitação média anual e sazonal no Estado da Bahia (modificado de Santos *et al.*, 2013).

No Estado da Bahia, o período mais chuvoso é de novembro a janeiro, com máximo de chuvas em dezembro (KOUSKY & CHU, 1978), em decorrência da

penetração de sistemas frontais ou seus restos em latitudes mais baixas (KOUSKY, 1979). Em certos momentos, esses sistemas frontais agem para iniciar e organizar uma convecção tropical sobre o leste brasileiro, resultando na Zona de Convergência do Atlântico Sul (em inglês “*South Atlantic Convergence Zone*” – SACZ), que apresenta uma faixa de nebulosidade orientada (noroeste-sudoeste) a partir da região amazônica até o oceano Atlântico subtropical (KOUSKY & CAVALCANTI, 1988). Na porção norte do estado a precipitação atinge um segundo máximo de fevereiro a abril, como consequência do deslocamento para sul da Zona de Convergência Intertropical (em inglês “*Intertropical Convergence Zone*” – ITCZ; KOUSKY & CHU, 1978) (Figura 12).

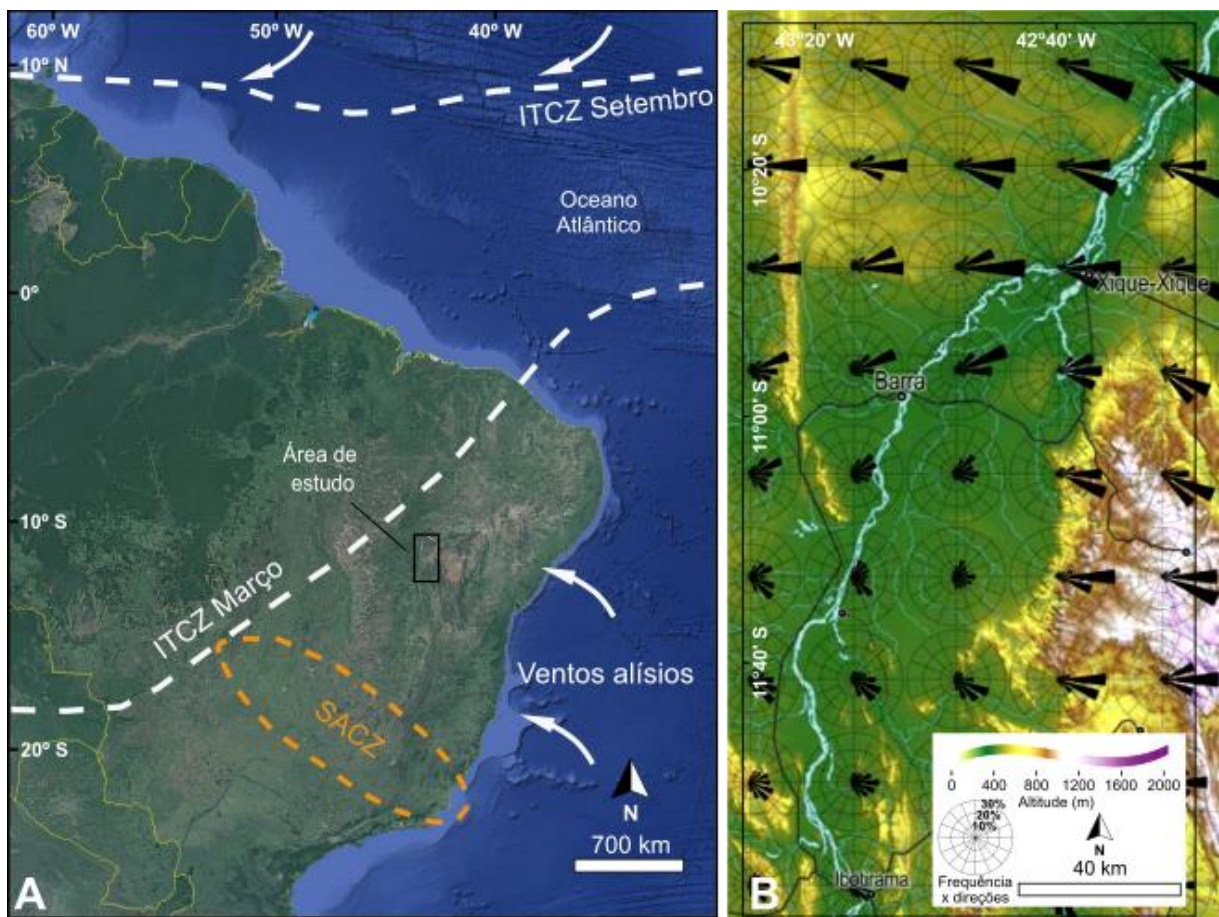


Figura 12: Atuais parâmetros climáticos regionais da área de estudo. A) Posições sazonais da ITCZ (modificado de Wang *et al.*, 2004) e da SACZ (modificado de Wang *et al.*, 2006), e a direção predominante dos ventos. Imagem de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2021; B) Diagrama de roseta das direções de vento anuais na área de estudo (polígono preto), entre 1994 e 2009 (modificado de Santos *et al.* 2013).

3.2.2 Paleoclima

Na região do médio São Francisco existem diversos estudos paleoclimáticos em espeleotemas e travertinos em cavernas (STRÍKIS *et al.*, 2011, 2015; 2018; WANG *et al.*, 2004; CRUZ *et al.*, 2009). São reconhecidos períodos úmidos durante os últimos 210 mil anos na região, e estes períodos ocorreram devido ao deslocamento (ainda maior que o habitual) da ITCZ para sul, quando a temperatura do ar na Groenlândia é baixa, as monções do leste asiático são fracas e durante os eventos Heinrich no Atlântico Norte (WANG *et al.*, 2004). Já para o Holoceno, somente o deslocamento da ITCZ para sul não pode explicar as variações a longo prazo na precipitação na América do Sul. A precipitação sobre o Nordeste também foi influenciada pela intensidade das monções nas escalas de tempo orbitais. A liberação de calor latente durante a precipitação das monções afetou a força da porção equatorial do anticiclone subtropical sobre o Nordeste, estando diretamente relacionada à aridez em grande escala na região. No entanto, durante o Holoceno a precipitação regional estava em antifase com o restante da América do Sul tropical, devido às mudanças causadas pela insolação na circulação das monções (CRUZ *et al.*, 2009).

Quanto a estudos paleoclimáticos na região de estudo, destacam-se Oliveira *et al.* (1999) e sua análise palinológica a partir de sedimentos de turfa na planície do médio São Francisco. Segundo os autores, o final do Pleistoceno (entre 10.990 e 10.000 anos atrás) é caracterizado por um aumento significativo de umidade e diminuição da temperatura, o que permitiu o desenvolvimento e expansão de uma floresta de galeria tropical taxonomicamente rica no vale do rio Icatu. Um resfriamento generalizado de 5°C nas regiões tropicais durante o Pleistoceno Superior é relatado por Stute *et al.* (1995) após estudos em paleoaquíferos na região nordeste do Brasil, por Colinvaux *et al.* (1996) na Amazônia brasileira ocidental, por Behling (1996) no delta do rio Amazonas, por Oliveira *et al.* (1992) na região sudeste, e por Behling (1997) na região sul.

No início do Holoceno, a paisagem do vale do rio Icatu foi dominada principalmente por florestas de galeria, porém, a partir de 8.910 anos existe uma tendência progressiva de condições mais áridas, que aparentam atingir seu ápice entre 6.790 e 6.230 anos. Entre 6.230 e 4.240 anos a vegetação e o clima são caracterizados por várias oscilações na abundância de táxons pertencentes a

diferentes formações vegetais, com um possível aumento de umidade em 4.886 anos. Esse padrão muda drasticamente após 4.240 anos atrás, quando caatinga e cerrado começam a dominar o cenário (OLIVEIRA *et al.*, 1999).

3.3 Dunas Quaternárias do Médio São Francisco

A ocorrência de dunas parabólicas associadas à planície do rio São Francisco é relatada nas porções do Médio (OLIVEIRA *et al.*, 1999; BARRETO *et al.*, 2002; AB'SABER, 2006; BARTORELLI *et al.*, 2010; SANTOS & LATRUBESSE, 2021; MESCOLOTTI *et al.*, 2021), Submédio São Francisco (FERREIRA *et al.*, 2013; CABRAL, 2014), e na foz do rio (BARBOSA & DOMINGUEZ, 2004).

Williams (1925) foi o primeiro a se referir aos sedimentos eólicos localizados no médio São Francisco, chamando-os de “um pequeno Saara ao longo do rio São Francisco”, e inferiu que a planície aluvial do rio seria a fonte dos sedimentos. Durante as estiagens as areias ficariam expostas e seriam transportadas pelos ventos alísios, gerando as dunas. Em 1926, Moraes Rego incluiu esses depósitos na Formação Vazantes, citando a ocorrência de dunas ativas próximas ao rio, e dunas extintas em direção ao interior. Porém, em 1970 Leal retirou os depósitos eólicos da Formação Vazantes e os incluiu na Formação Casa Nova.

Na porção norte da região de maior concentração dos depósitos eólicos, próxima a cidade de Pilão Arcado, o principal padrão morfológico é composto por grandes dunas parabólicas compostas. A sedimentação eólica se deu provavelmente de modo policíclico, com alternância de fases de geração e dissecação de dunas. Atualmente as dunas encontram-se em processo de dissecação pela erosão, estando a morfologia original modificada em diferentes estágios. Os graus de seleção granulométrica, da porcentagem de grãos arredondados e da textura superficial fosca aumentam de leste para oeste, o que indica que o retrabalhamento dos grãos se deu neste sentido, concordando com os dados de paleoventos adquiridos a partir de imagens de satélites. A razão quartzo/feldspato (>95% de quartzo) indica supermaturidade mineralógica dos sedimentos. Os minerais pesados possuem assembleia relativamente pobre, composta predominantemente por zircão, turmalina, rutilo, estauroлита e cianita, e subordinadamente por epidoto e anfibólios, sendo esses minerais encontrados, segundo a autora, apenas próximos ao rio São Francisco. Os metassedimentos do Grupo Santo Onofre (retrabalhados pelo rio São Francisco e

seus afluentes) foram importante fonte dos sedimentos (BARRETO, 1993).

Partindo do princípio de que o rio São Francisco e seus afluentes foram a principal fonte dos sedimentos formadores das dunas, e comparando a carga de areia transportada atualmente pelo rio com o volume estimado de areia eólica encontrada entre Pilão Arcado e Barra, seriam necessários no mínimo 100 ka para que o rio fornecesse toda a areia necessária para a formação das dunas (BARRETO & SUGUIO, 1993).

Em estudos mais recentes, envolvendo mapeamento, análise de fácies sedimentares e datações por luminescência opticamente estimulada (em inglês "*Optically Stimulated Luminescence*" – OSL), foram caracterizados quatro principais domínios geomorfológicos ao longo dessa região do médio São Francisco (Figura 13). No primeiro estão as superfícies degradacionais, topograficamente mais elevadas, que formam terraços, constituídos por depósitos aluvionares mais antigos, e subdivididas em terraço alto (87.7 ± 12.7 ka) e terraço baixo (65.5 ± 5.3 a 39.3 ± 4.3 ka). Estas superfícies possuem pouca variação de relevo e declividade suave, seguindo o gradiente atual do rio, em direção NNE (MESCOLOTTI *et al.*, 2021).

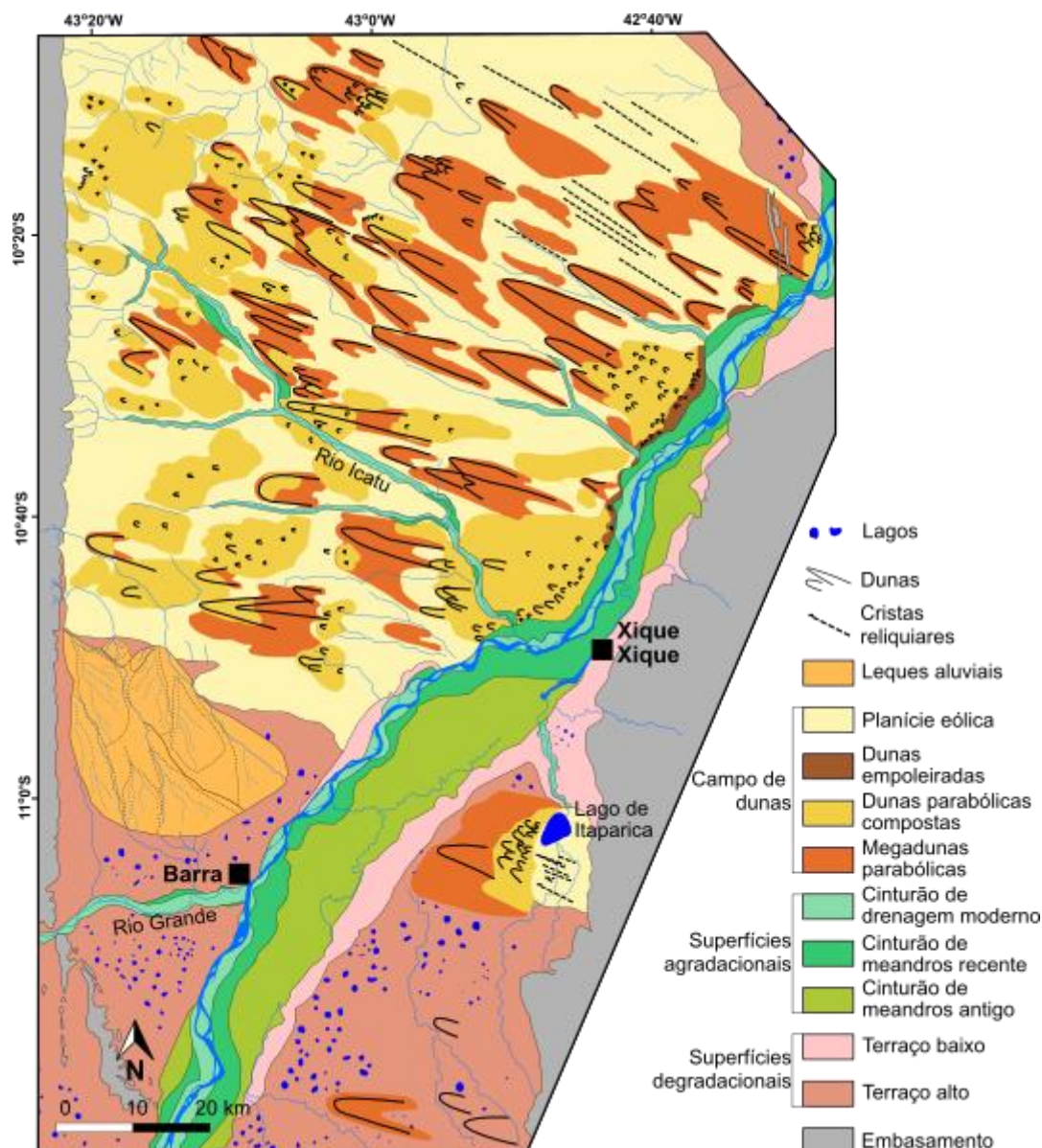


Figura 13: Mapa geomorfológico da região do campo de dunas do médio Rio São Francisco, Bahia (modificado de Mescolotti, 2021).

O segundo domínio geomorfológico são as planícies fluviais agradacionais, confinadas em um vale inciso limitado pela encosta dos terraços marginais, e subdividas em três zonas: cinturão de meandros antigo (18.1 ± 1.6 ka), cinturão de meandros recente (15.5 ± 1.5 ka) e cinturão de drenagem moderno. Dois cinturões de meandros amalgamados e abandonados (antigo e recente), com as morfologias originais do rio preservadas, funcionam como planície de inundação para o cinturão de drenagem moderno.

O terceiro domínio é caracterizado pelo campo de dunas eólicas, que se

estende por uma grande área na margem esquerda do rio e uma menor na margem direita. São observadas dunas de dimensões variadas, grande parte estabilizada pela vegetação da caatinga e com direção predominante de migração para WNW. São reconhecidas quatro zonas geomorfológicas: megadunas parabólicas, dunas parabólicas compostas, planície eólica e dunas empoleiradas. Os depósitos são compostos por areia quartzosa inconsolidada, bem selecionada, de granulação fina a média, com poucos grãos de minerais pesados e feldspato. Em algumas trincheiras rasas foram observadas estratificações cruzadas e concentrações de fragmentos milimétricos de carvão 2 m abaixo da superfície (MESCOLOTTI, 2021; MESCOLOTTI *et al.*, 2021).

As megadunas parabólicas possuem morfologia bem preservada, e ocorrem principalmente como dunas simples (alongadas) e subordinadamente como dunas compostas (aninhadas, digitadas e superimpostas), com alturas de até 30 m no nariz, comprimentos de braços variando entre 1,2 e 16,3 km, e larguras entre 0,9 e 5,7 km, e a direção de transporte possui azimuth médio de 292°. São reconhecidas em ambas as margens do rio, porém na margem esquerda ocorrem comumente próximas ao São Francisco. Dunas parabólicas compostas, com formas digitadas, aninhadas e lobadas, comprimento de braço entre 0,3 e 2,0 km e largura entre 0,3 e 1,4 km, e migração predominante em direção ao azimuth 301° ocorrem com bastante frequência na área. Possuem até 50 m de altura e chegam a cobrir partes das megadunas parabólicas, frequentemente estando aninhadas em seus narizes. Algumas dunas apresentam sinais de reativação recente, principalmente nas proximidades da margem esquerda do rio, onde existem pequenas dunas parabólicas coalescentes modernas (MESCOLOTTI, 2021).

As dunas empoleiradas ocorrem somente na margem esquerda do rio, no topo de falésias que formam uma barreira alta e estreita ao longo da margem, como um cinturão de dunas com largura entre 0,5 e 1,5 km. Estas dunas sobrepõem outras formas eólicas. Planícies eólicas são superfícies eólicas estabilizadas, praticamente planas, com lençóis de areia, área interdunas secas e feições eólicas deflacionárias, como cristas reliquias com quilômetros de extensão (MESCOLOTTI, 2021).

As atividades eólicas se iniciaram pelo menos desde o Pleistoceno Médio (246.9 ka) e houve duas fases de estabilização, a primeira há aproximadamente 18 ka e a segunda após 5 ka, marcadas pela presença de paleossolos com raízes com

cimentação carbonática. A orientação das dunas a norte e a sul da latitude 10°30' S possui uma pequena diferença (Figura 14), que pode ser entendida como resposta à deflexão do vento ao passar pelo planalto leste da Chapada Diamantina. Não existem evidências de deposição eólica após 5.8 ± 2 ka, quando os campos de dunas se tornaram praticamente inativos, exceto por localidades restritas onde houve atividade eólica na margem esquerda, próximo ao rio (MESCOLOTTI, 2021).

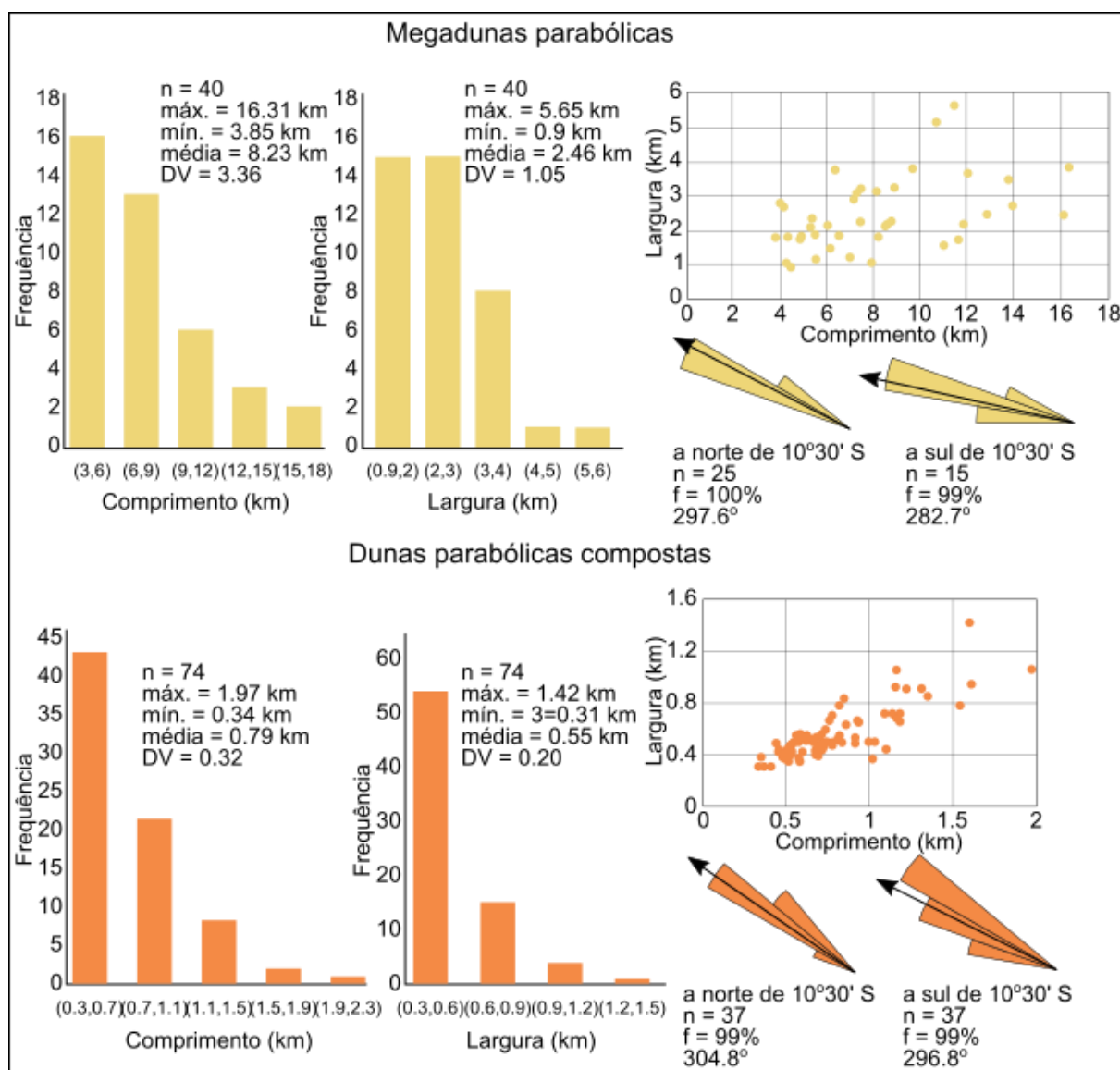


Figura 14: Parâmetros morfométricos e direção de migração das megadunas parabólicas e das dunas parabólicas compostas (modificado de Mescolotti, 2021).

O quarto e último domínio é composto por um conjunto de leques aluviais, localizados a sul do campo de dunas na margem esquerda do rio. Os canais que formam os leques são efêmeros e retrabalham as areias das dunas. Os leques

possuem um típico padrão de drenagem distributivo, e avançam sobre a superfície dos terraços antigos (MESCOLOTTI, 2021).

4. Materiais e Métodos

4.1 Trabalho de Campo

As amostras foram coletadas em duas campanhas de campo, a primeira em 2019, quando foram selecionadas 18 amostras para a análise de minerais pesados e granulometria com base na localização geográfica da coleta e de modo a abranger diferentes gerações das dunas e paleodunas. Já a segunda viagem de campo ocorreu em 2020 e foram coletadas 11 amostras, com foco nos depósitos localizados na margem direita do rio.

As amostras foram categorizadas de acordo com o tipo de depósito a que pertencem, resultando em cinco subdivisões: 1) depósitos eólicos em ambas margens do rio São Francisco, que incluem megadunas parabólicas (MD), dunas parabólicas compostas (DC), dunas empoleiradas (DE), planície eólica (PE) e depósitos eólicos indiferenciados (IN), denominados dessa maneira por não apresentarem nenhuma característica que permitisse englobá-los nas classificações utilizadas. Para este trabalho, a planície eólica foi amostrada somente na margem esquerda, próximo à Serra do Estreito (P11 e 12) e próximo ao rio (P13); 2) depósitos indiferenciados sobre o embasamento (DEE), que ocorrem próximos ao Lago de Itaparica, na margem direita; 3) sedimentos em riacho de leito rochoso (SLR), que ocorre na área fonte leste, também na margem direita; 4) depósitos fluviais antigos (DF), localizados entre o campo de dunas da margem direita e a calha do rio; 5) canal atual do rio São Francisco (CSF) (Tabela 01) (Figura 15).

Tabela 01 - Categorização das amostras de acordo com os depósitos. ⁽¹⁾ Idades obtidas por Mescolotti (2021); Mescolotti *et al.* (2021) a partir de datação OSL.

TIPO DE DEPÓSITO		AMOSTRA	MARGEM	PROFUNDIDADE DE COLETA (m)	IDADE (ka) ⁽¹⁾
EÓLICO	MD	P08	E	1,7	11.4±1.8
		P09		1,1	16.8±3.5
		P16	D	1,6	25.5±4.4
	DC	P03	E	1,15	-
		P07		1,6	14.0±1.6
		P10		0,6	5.2±1.4

TIPO DE DEPÓSITO		AMOSTRA	MARGEM	PROFUNDIDADE DE COLETA (m)	IDADE (ka) ⁽¹⁾
EÓLICO	DC	P15	D	1,5	7.6±0.7
	DE	P04	E	1,2	1.1±0.2
		P06		1,6	13.7±1.2
	PE	P11	E	1,3	6.5±0.7
		P12		0,6	10.0±2.2
		P13		1,9	14.0±2.1
	IN	P01	E	0,3	11.5±3.7
				2,9	36.2±4.1
		P02		0,0	-
				0,25	23.4±4.8
		P05		1,3	246.9±19.3
		P14	D	1,2	54.3±7.8
		P17		-	-
		P18		-	-
	DEE	P22	D	-	-
		P23			
		P24			
		P25			
		P26			
FLUVIAL	SLR	P21	D	-	-
	DF	P19	D	3,6	-
		P20		0,6	-
	CSF	P27	-	-	-
		P28			
		P29			

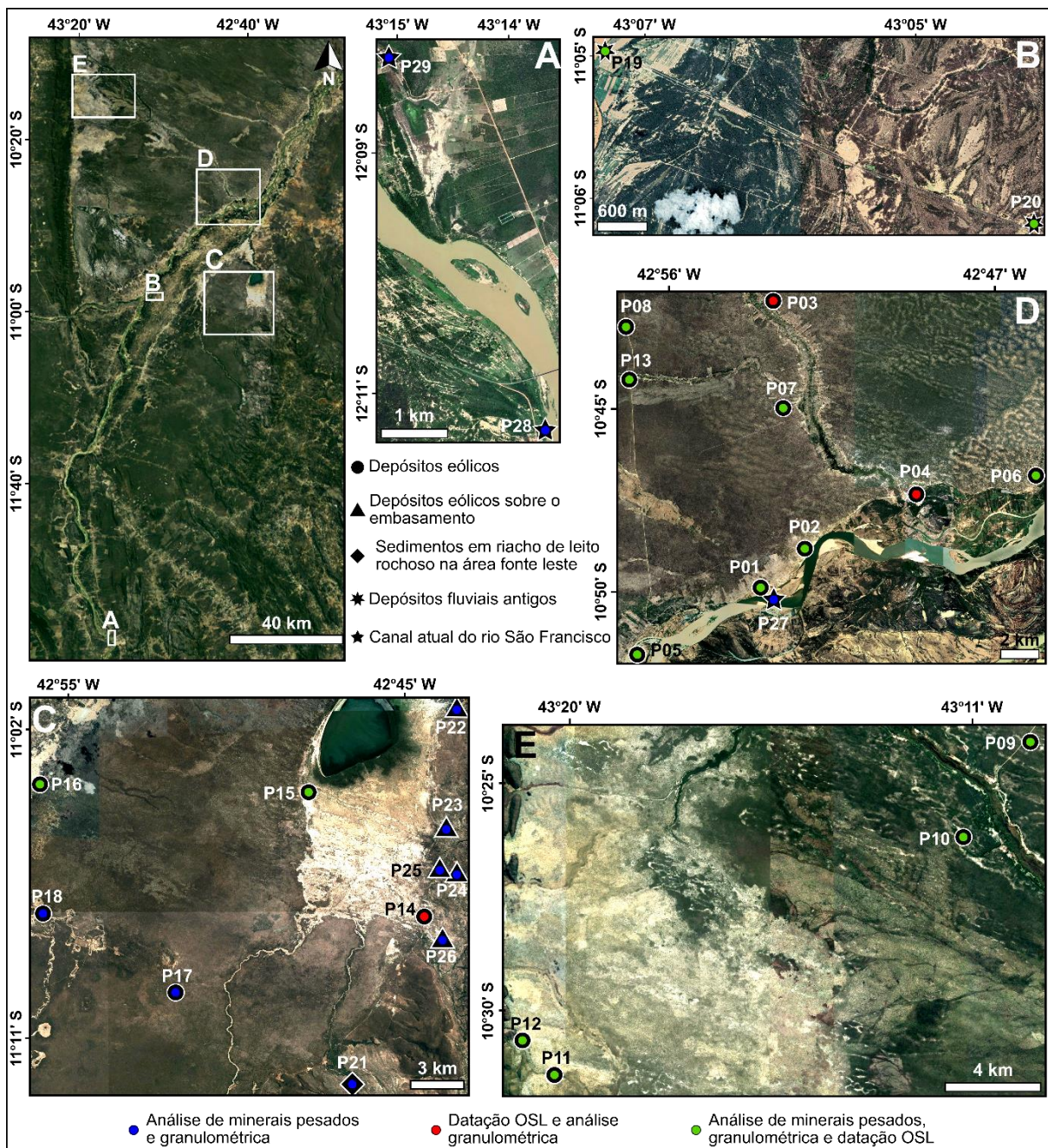


Figura 15: Localização das amostras coletadas em trabalhos de campo em 2019 e 2020. Imagem de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2021.

4.2 Análise Granulométrica

As análises granulométricas foram realizadas por difração a laser no equipamento Mastersizer 2000 com Hydro 2000MU acoplado. Este tipo de análise utiliza a difração que as partículas provocam em um feixe de raios laser para calcular a granulometria dos sedimentos. As amostras secas foram colocadas em uma solução de 800 ml de água deionizada e três gotas de hexametáfosfato de sódio (10%), para

evitar aglutinação dos sedimentos (fração silte e argila).

Em sete pontos (P01, 02, 07, 08, 09, 15 e 16) foi realizada análise granulométrica a cada 20 cm, da base ao topo, para verificar se há variação vertical da granulometria. Nas seções geológicas de Mescolotti (2021), foram acrescentados os dados granulométricos obtidos. Nos demais, a profundidade de coleta, e consequentemente a profundidade analisada, está indicada na tabela 01. Os parâmetros granulométricos detalhados são apresentados no Anexo I. Para a classificação nominal foi utilizado o valor de diâmetro médio.

4.3 Análise de Minerais Pesados

Para este estudo foram selecionadas duas frações granulométricas: areia muito fina (0,062-0,125 mm) e areia fina (0,125-0,250 mm), provenientes do peneiramento de 28 amostras (gerando 56 lâminas delgadas), pois, devido a segregação hidráulica, os minerais pesados tendem a se concentrar nas frações mais finas (MORTON, 1985). O bromofórmio (tribromoetano CHBr_3) com densidade de $2,89 \text{ g/cm}^3$ foi utilizado para concentração dos minerais através dos processos de flutuação e afundamento. Os minerais pesados (sem a retirada dos minerais magnéticos) foram montados sobre lâminas de vidro com bálsamo do Canadá natural (índice de refração de 1,54).

4.3.1 Identificação e Contagem

Como auxílio para a identificação mineralógica foi utilizado o atlas de minerais pesados e mineralogia ótica de Mange & Maurer (1992). Foram observadas e descritas, em todas as espécies minerais, suas propriedades de cor, hábito, grau de arredondamento, grau de esfericidade, presença de inclusões, zoneamento, geminações e feições de dissolução.

A contagem dos grãos se deu pelo método de contagem por faixas, contando-se ao menos 300 grãos por lâmina, sendo que algumas lâminas possuem menos de 300 grãos no total (Anexo II). Foram contados os minerais transparentes e os resultados obtidos foram recalculados para 100% e a abundância dos minerais, individualmente, foi apresentada em porcentagem. Os com porcentagem inferior a 1% foram considerados minerais traços.

O índice RZi (rutilo e zircão) foi utilizado para evidenciar possíveis mudanças na proveniência sedimentar, e o índice TZi (turmalina e zircão) foi utilizado como

indicativo dos controles hidráulicos durante a deposição (MORTON & HALLSWORTH, 1994). Esses índices foram obtidos a partir da contagem independente de 200 grãos, quando possível (Anexo III).

4.3.2 Análise de Variedades de Turmalina e Zircão

Seguindo o proposto por Mange & Wright (2007) foi realizada a análise de variedades de turmalina e zircão, com contagem de 100 grãos, quando possível (Anexo IV). A turmalina foi subdividida em sete categorias baseadas na cor, e em quatro categorias baseadas na morfologia (hábito e grau de arredondamento). A escolha das categorias da morfologia baseou-se em formas euédricas (H-4), subédrica (H-3) e anédricas, sendo as últimas subdivididas em anédricas moderadamente a bem arredondadas (H-1) e subangulosas a angulosas (H-2), segundo o grau de arredondamento de Powers (1953). As categorias T-1 a T-7 são baseadas na coloração, sendo T-1 turmalina amarela pálida, T-2 marrom, T-3 verde, T-4 incolor, T-5 rosa, T-6 bicolor e T-7 azul (Figura 16).

Já o zircão foi subdividido em quatro categorias, baseadas na morfologia (hábito e arredondamento): anédricos moderadamente a bem arredondados (Z-1), anédricos subangulosos a angulosos (Z-2), subédrico (Z-3) e euédricos (Z-4) (Figura 17).

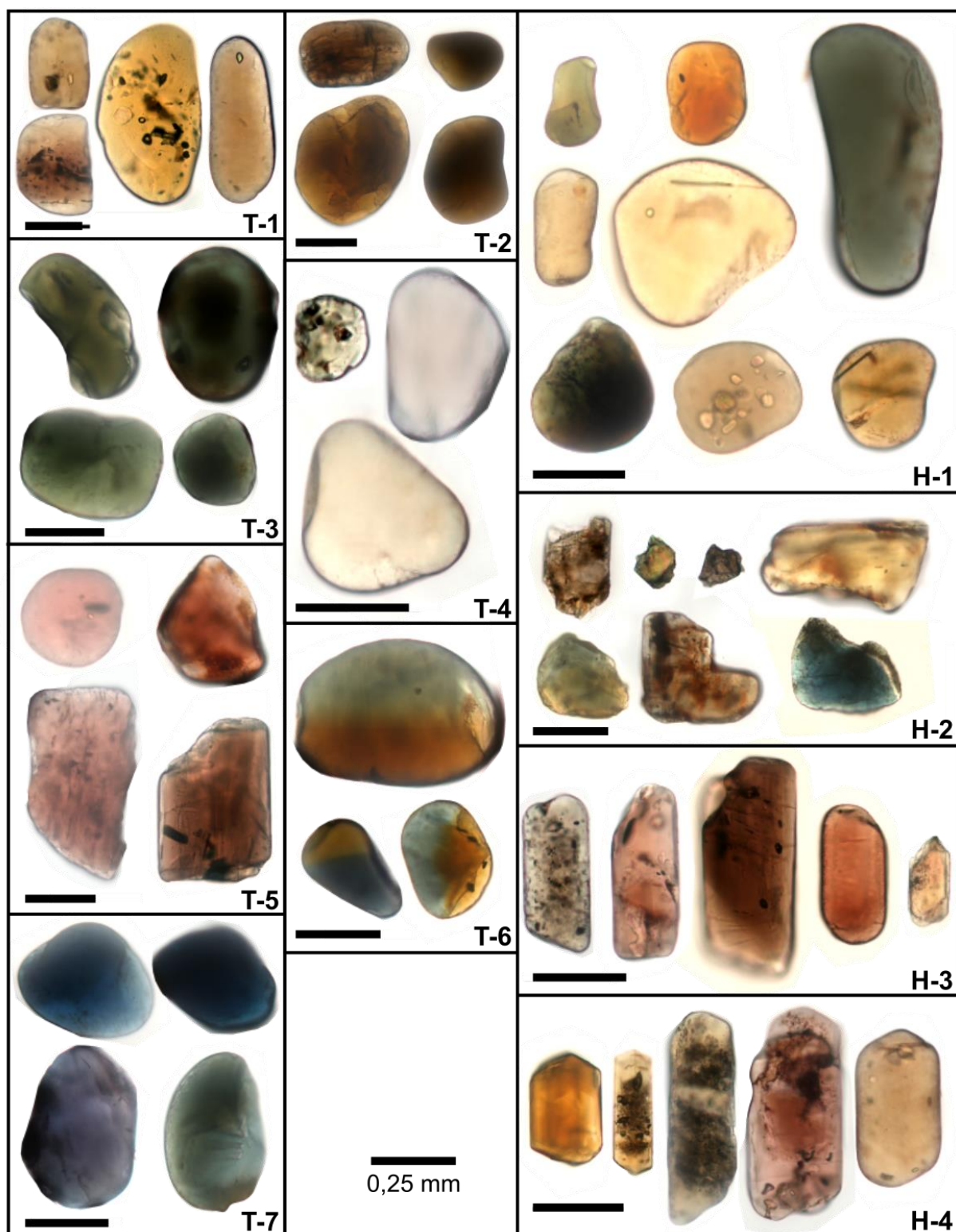


Figura 16: Categorias de cores e morfologias da turmalina. T-1) amarela plada; T-2) marrom; T-3) verde; T-4) incolor; T-5) rosa; T-6) bicolor; T-7) azul; H-1) anédricas moderadamente a bem arredondadas; H-2) anédricas subangulosas a angulosas; H-3) subédricas; H-4) euédricas.

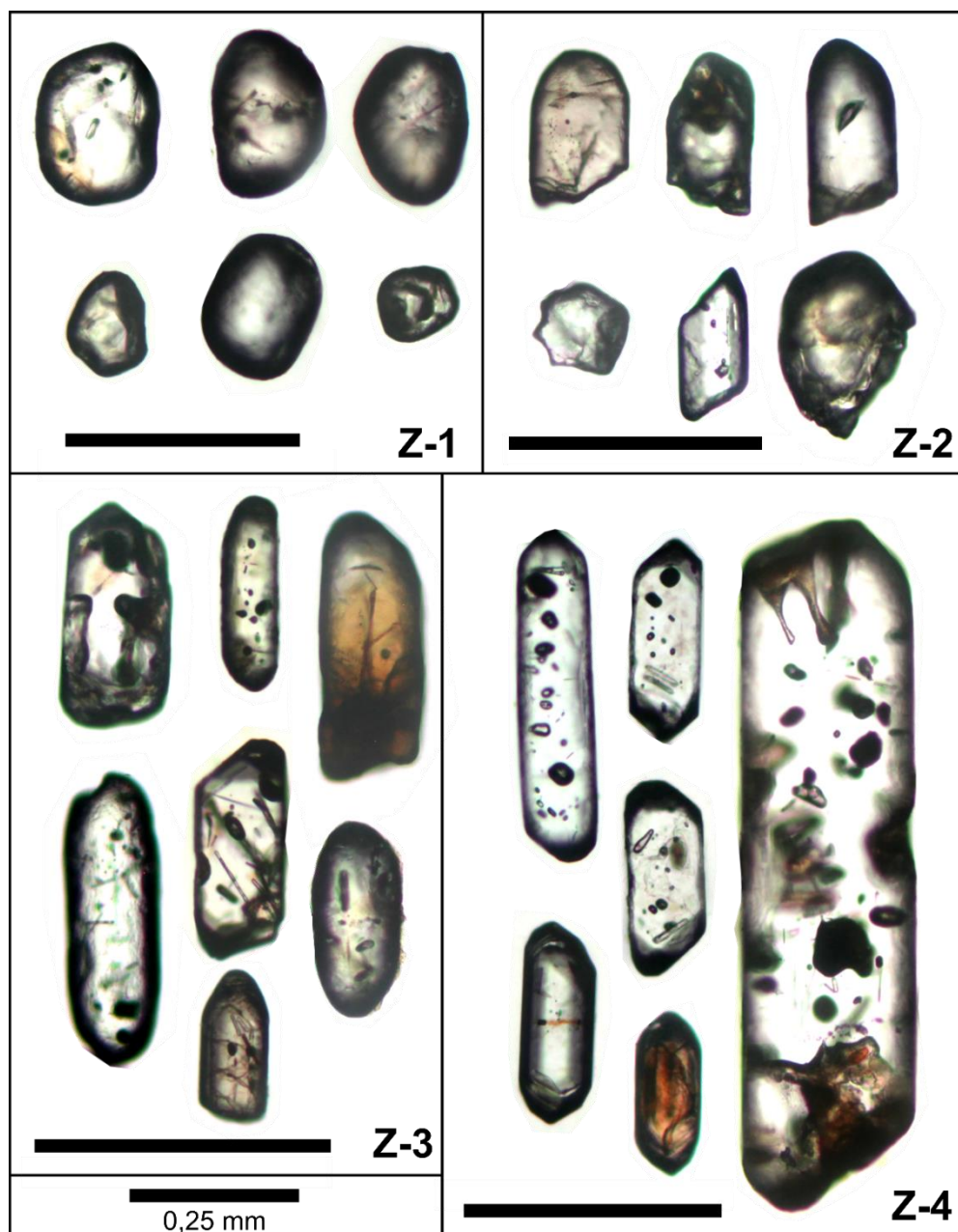


Figura 17: Categorias de morfologias do zircão. Z-1) anédricos moderadamente a bem arredondados; Z-2) anédricos subangulosos a angulosos; Z-3) subédricos; Z-4) euédricos.

4.3.3 Tratamento Estatístico

Como as análises de minerais pesados e de variedades de turmalina e zircão geram altos volumes de dados, foi necessária a aplicação de métodos estatísticos apropriados para os objetivos esperados.

A princípio empregou-se a estatística descritiva para a descrição dos dados por meio de tabelas e gráficos. Foram calculadas as frequências de ocorrências dos minerais pesados nas duas frações granulométricas utilizadas, e os índices RZi e TZi.

Para o tratamento estatístico dos dados, reconhecimento de padrões e comparações foi utilizado o *software* Past 4.03, seguindo o fluxograma proposto por Verhaegen *et al.* (2018) (Figura 04), detalhado previamente. Sumariamente, empregou-se análise estatística multivariada, com análise de componentes principais e de agrupamento.

5. Resultados

5.1 Caracterização da Área de Estudo

O sistema eólico de Xique Xique ocorre nas duas margens do rio, porém com dimensão muito menor na margem direita. Os grãos variam de areia fina a média (com predomínio de areia média) e as dunas possuem dimensões variadas, com direção de migração predominantemente para WNW, estando a maior parte delas estabilizada pela vegetação de caatinga (Figura 18A). Próximo a cidade de Xique Xique, na margem esquerda do rio, existem sinais de reativação do sistema eólico, que encobriu parte de um vilarejo (Figura 18B). Também nesta localidade é possível observar estratificações cruzadas (Figura 18C).

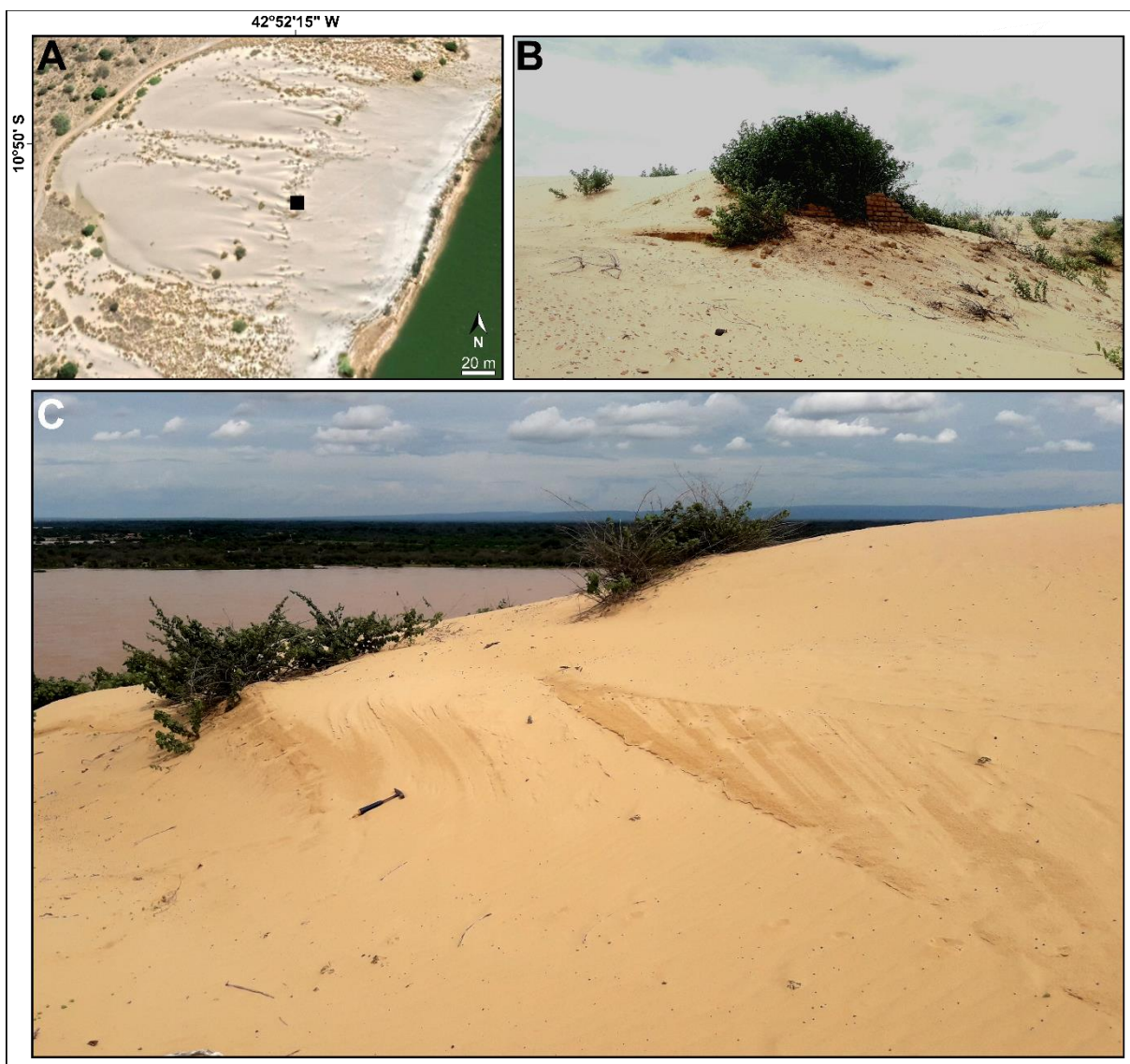


Figura 18: Dunas da margem esquerda localizadas próximo ao rio São Francisco. A) dunas parabólicas na margem esquerda. O quadrado preto indica onde as fotos B e C foram tiradas;

B) ruínas de construção cobertas por dunas ativas; C) dunas com estratificação cruzada. Imagem de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2021.

Na margem direita os depósitos eólicos foram encontrados principalmente sobre depósitos fluviais antigos, mas também sobre os terrenos do embasamento Neoproterozoico (Grupo Chapada Diamantina) a leste (Figura 19A). Sobre os metassedimentos do Grupo Chapada Diamantina existem depósitos eólicos indiferenciados (Figura 19B e C). Estes depósitos não possuem estruturas sedimentares aparentes, encontram-se em meio a vegetação da caatinga, que ajuda a estabilizar os sedimentos; sua granulação é mais grossa que a dos depósitos encontrados no campo de dunas (apesar ser predominantemente areia média também).

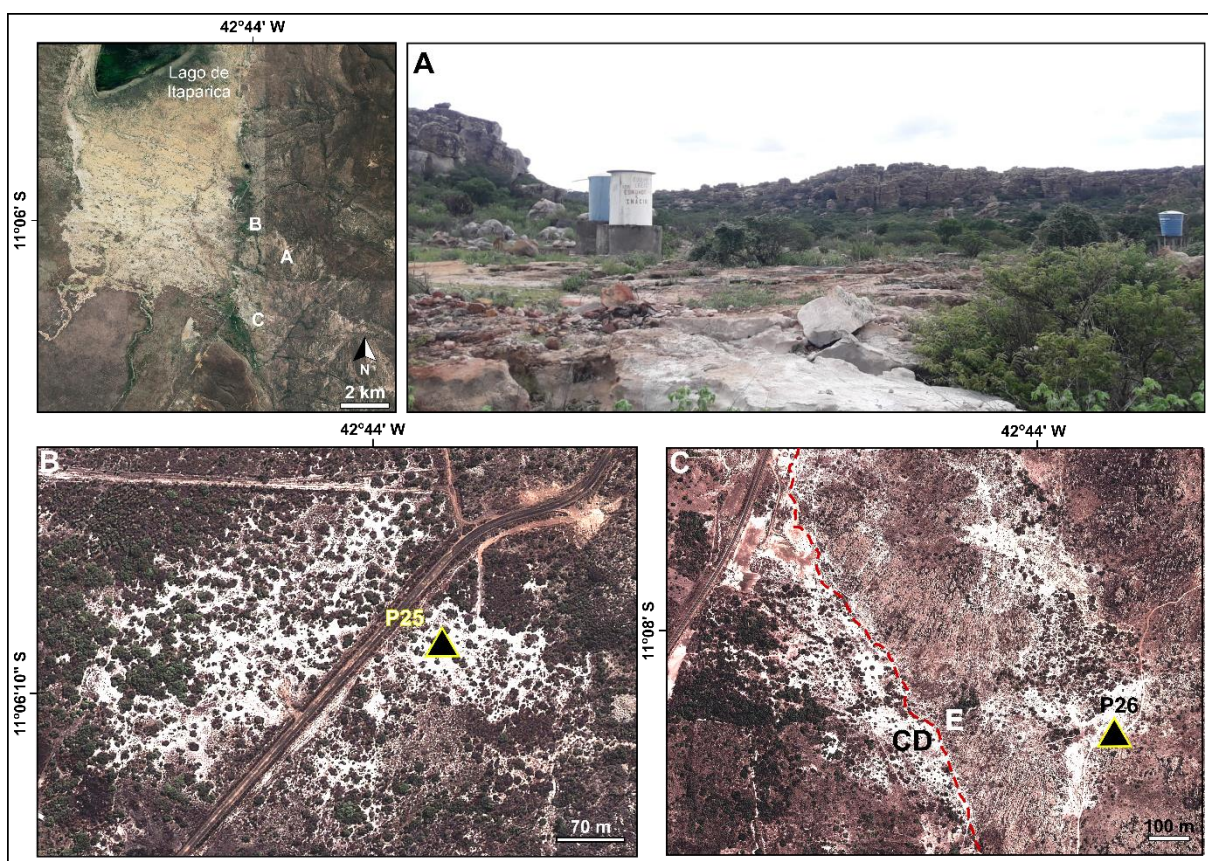


Figura 19: Depósitos eólicos sobre o embasamento e contato entre o campo de dunas da margem direita e as rochas do Grupo Chapada Diamantina. A) embasamento neoproterozoico no vilarejo de Santo Inácio (pertencente ao município de Gentil do Ouro); B) depósitos eólicos sobre o embasamento; C) contanto entre o campo de dunas (CD) e o embasamento (E), onde se observam depósitos eólicos sobre o embasamento. Imagens de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2021.

5.2 Análise Granulométrica

Os depósitos eólicos são constituídos predominantemente de areias médias, moderadamente selecionadas, podendo apresentar cauda de sedimentos finos (Figuras 20 e 21) (Tabela 02). Na margem esquerda, os depósitos são majoritariamente de areia média, ocorrendo ocasionalmente areia fina e areia grossa (P12), e com grau de seleção moderado. Já na margem direita, domina a fração areia média, porém os depósitos possuem menor grau de seleção.

Nos depósitos fluviais antigos ocorre areia média pobremente selecionada e areia fina moderadamente selecionada. Os sedimentos em riacho na área fonte leste (P21) são constituídos por areia muito grossa e muito bem selecionada. Os depósitos eólicos sobre o embasamento são compostos majoritariamente por areia média pobremente selecionada, ocorrendo também areia muito grossa muito bem selecionada (P23). Já no canal atual do rio São Francisco há predomínio de areia média moderadamente selecionada, porém, próximo ao município de Ibotirama (P28 e 29), a granulação é um pouco mais grossa que próximo ao campo de dunas da margem esquerda (P27) (Figuras 20 e 21) (Tabela 02).

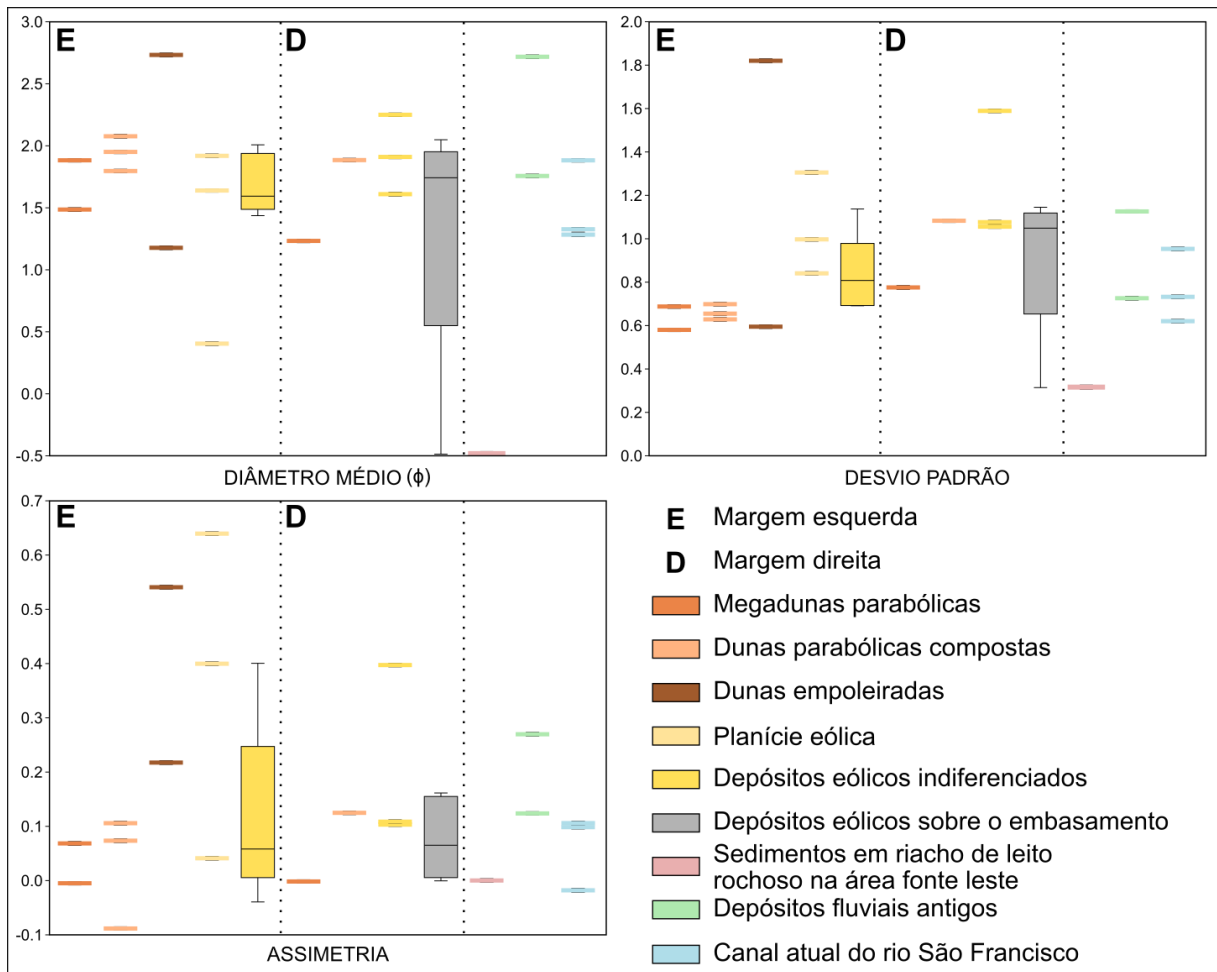


Figura 20: *Box plots* dos principais parâmetros granulométricos analisados nos depósitos eólicos. Quando o n amostral é menor que 5 são inseridos os valores individuais. N amostral margem esquerda: MD = 2; DC = 3; DE = 2; PE = 3; IN = 5. N amostral margem direita: MD = 1; DC = 1; IN = 3; DEE: 5. N amostral demais depósitos: DF = 2; SLR = 1; CSF = 3.

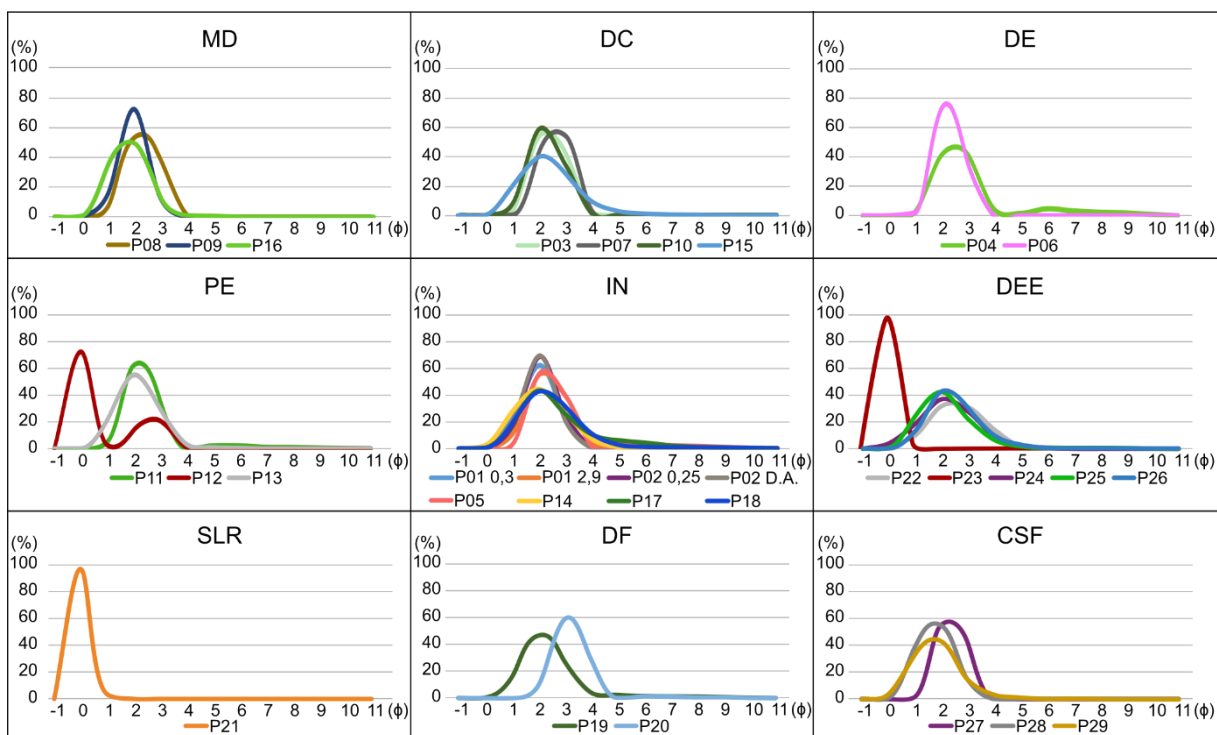


Figura 21: Gráficos de distribuição granulométrica das amostras analisadas.

Tabela 02 – Classes granulométricas e grau de seleção das amostras.

DEPÓSITO		AMOSTRA	MARGEM	CLASSE GRANULOMÉTRICA	SELEÇÃO
EÓLICO	MD	P08	E	Areia média	Moderada
		P09		Areia média	Moderada
		P16	D	Areia média	Moderada
	DC	P03	E	Areia média	Moderada
		P07		Areia fina	Moderada
		P10		Areia média	Moderada
		P15	D	Areia média	Baixa
	DE	P04	E	Areia fina	Baixa
		P06		Areia média	Moderada
	PE	P11	E	Areia média	Moderada
		P12		Areia grossa	Baixa
		P13		Areia média	Moderada
	IN	P01 0,3	E	Areia média	Moderada

DEPÓSITO		AMOSTRA	MARGEM	CLASSE GRANULOMÉTRICA	SELEÇÃO
EÓLICO	IN	P01 2,9	E	Areia média	Moderada
		P02 0,25		Areia média	Moderada
		P02 D.A.		Areia média	Moderada
		P05		Areia fina	Baixa
		P14	D	Areia média	Moderada
		P17		Areia fina	Baixa
		P18		Areia média	Baixa
	DEE	P22	D	Areia fina	Baixa
		P23		Areia muito grossa	Muito boa
		P24		Areia média	Baixa
		P25		Areia média	Baixa
		P26		Areia média	Moderada
FLUVIAL	DF	P19	D	Areia média	Baixa
		P20		Areia fina	Moderada
	SLR	P21	D	Areia muito grossa	Muito boa
	CSF	P27	-	Areia média	Moderada
		P28		Areia média	Moderada
		P29		Areia média	Moderada

MD: megadunas parabólicas; **DC:** dunas parabólicas compostas; **DE:** dunas empoleiradas; **PE:** planície eólica; **IN:** indiferenciados; **DEE:** depósitos eólicos indiferenciados sobre o embasamento; **DF:** depósitos fluviais antigos; **SLR:** sedimentos em riacho de leito rochoso no área fonte leste; **CSF:** canal atual do rio São Francisco; **E:** margem esquerda; **D:** margem direita.

Para análise da dispersão dos parâmetros granulométricos foram elaborados gráficos de diâmetro médio *versus* desvio padrão e diâmetro médio *versus* assimetria, (Figura 22). Ambos os gráficos mostram que as amostras da margem esquerda são melhor selecionadas, mais simétricas, e maior parte delas está agrupada.

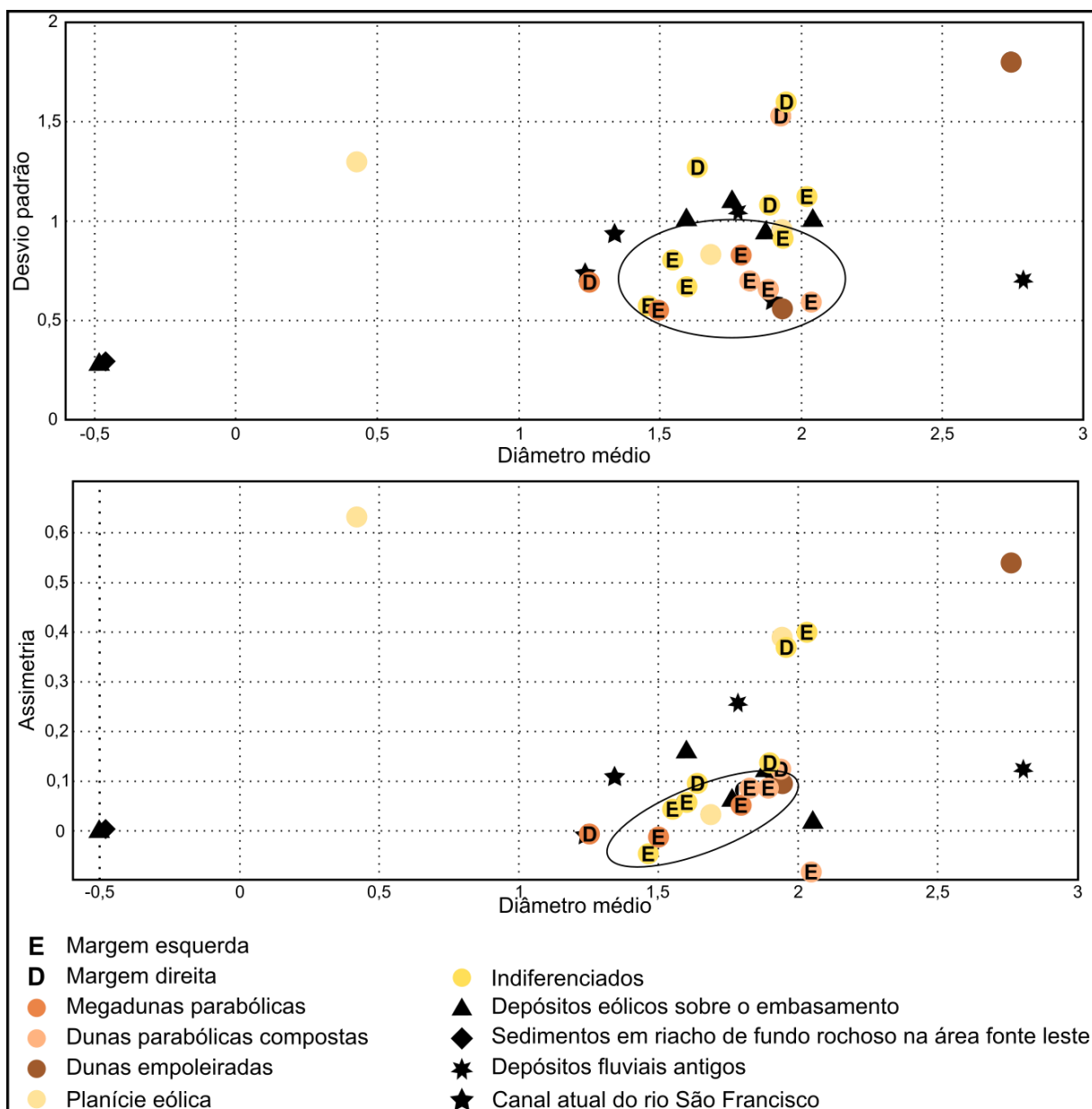


Figura 22: Gráficos de dispersão dos parâmetros granulométricos analisados.

Na maioria das seções colunares não são observadas variações verticais de granulometria significativas. Na margem esquerda, a maior parte das profundidades analisadas é de areia média e, com exceção do P01, P02A e P09, não se observam variações significativas no tamanho dos grãos. No P01 nota-se que no terraço baixo (MESCOLOTTI *et al.*, 2021a) a quantidade de sedimentos finos (silte e argila) é alta. Entretanto, no contato entre o terraço baixo e o depósito eólico percebe-se que a quantidade destes sedimentos diminui consideravelmente (Figura 23).

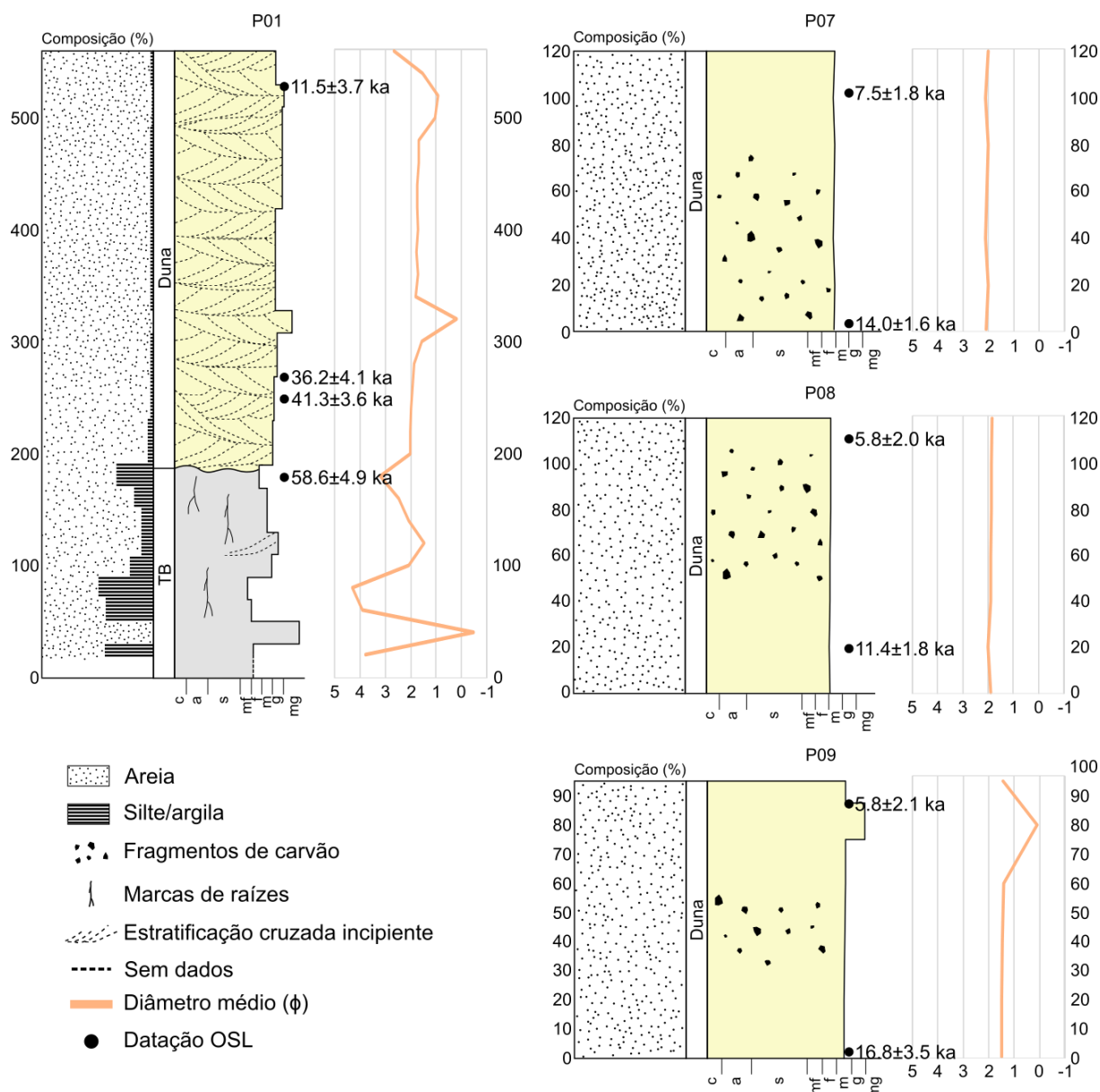


Figura 23: Seções colunares dos pontos da margem esquerda. TB refere-se à terraço baixo, de Mescolotti *et al.* (2021). Idades obtidas por Mescolotti (2021); Mescolotti *et al.* (2021).

No P02 foram feitas seções colunares em duas diferentes profundidades, indicadas na figura 24. Na porção inferior (P02B) não se observam variações de tamanho dos grãos, sendo composta por areia média. Já a seção superior (P02A) inicia-se em areia grossa, porém, após os primeiros 20 cm até o topo, há dominância de areia média.

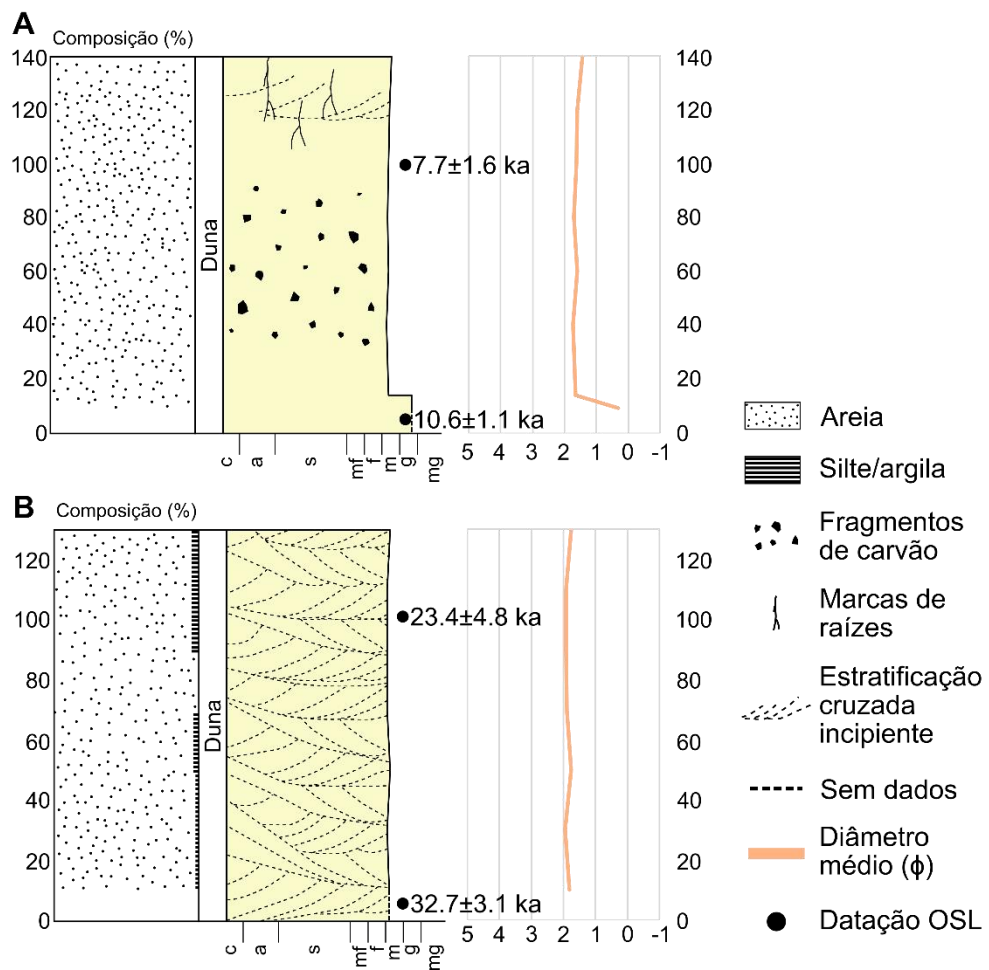
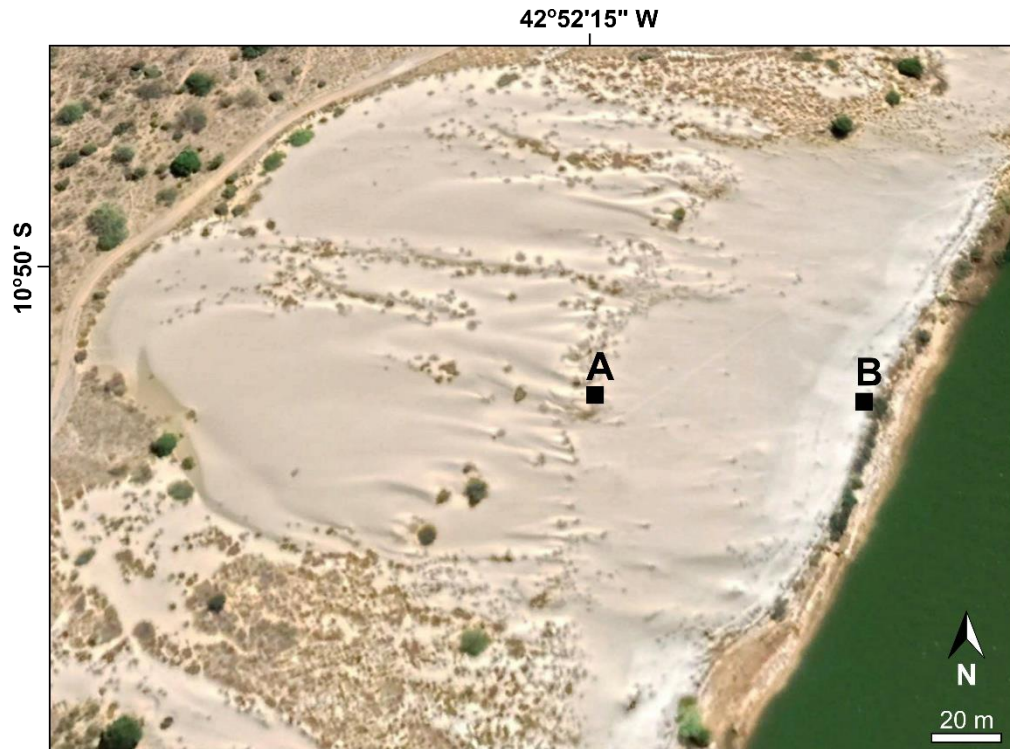


Figura 24: Seções colunares do P02 e suas localizações. Imagem de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2021. Idades obtidas por Mescolotti (2021); Mescolotti *et al.* (2021).

Na margem direita, o P15 apresenta variação na granulometria, porém há predomínio de areia média. Nota-se que no cinturão de meandros antigos (MESCOLOTTI *et al.*, 2021) a variabilidade de tamanho dos grãos e a quantidade de sedimentos finos (silte e argila) são maiores. Já o P16 não possui variações significativas na granulação (Figura 25).

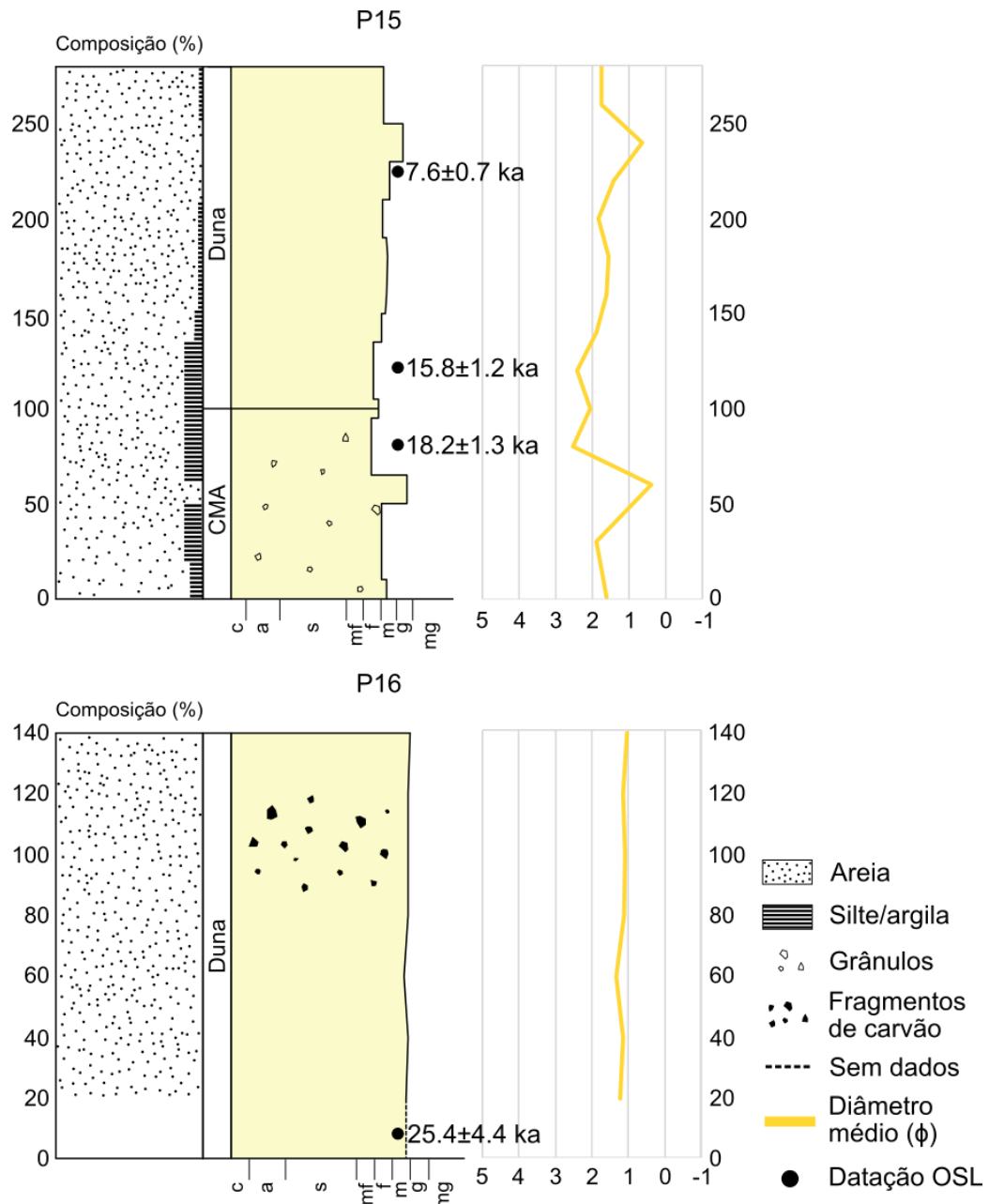


Figura 25: Seções colunares dos pontos da margem direita. CMA refere-se à cinturões de meandros antigos, de Mescolotti *et al.* (2021). Idades obtidas por Mescolotti (2021); Mescolotti *et al.* (2021).

5.3 Minerais Pesados

5.3.1 Descrição dos Dados

Nota-se que a concentração de minerais pesados é maior na fração granulométrica areia muito fina. A proporção de minerais pesados não possui grande variação nos depósitos eólicos, porém os valores aumentam nos depósitos da calha do rio São Francisco localizados próximos ao município de Ibotirama (P28 e 29), e os maiores valores são encontrados no depósito aluvionar sobre o embasamento (P21) (Tabela 03).

Tabela 03 - Proporções em massa de minerais pesados nas frações granulométricas areia muito fina e areia fina.

DEP.		M.	AMOSTRA	PROPORÇÃO EM MASSA DE MP NA FRAÇÃO AMF (%)	PROPORÇÃO EM MASSA DA FRAÇÃO AMF NO TOTAL (%)	PROPORÇÃO EM MASSA DE MP NA FRAÇÃO AF (%)	PROPORÇÃO EM MASSA DA FRAÇÃO AF NO TOTAL (%)
EÓLICO	MD	E	P08	0,5	1,8	0,1	39,1
			P09	2,2	0,8	0,1	13,1
		D	P16	1,2	1	0,2	12,8
			Médias	1,3	-	0,1	-
	DC	E	P07	2,6	2,9	0,2	53,3
			P10	0,2	0,9	0,2	33,1
		D	P15	0,4	10	0,2	29,6
			Médias	1,1	-	0,2	-
	DE	E	P06	0,9	<0,1	0,1	13,1
	PE	E	P11	0,5	0,3	0,2	32,7
			P12	0,3	1,1	0,1	18,9
			P13	1,3	3,1	<0,1	27,1
		Médias	0,7	-	0,1	-	
	IN	E	P01 0,3	0,5	0,1	0,1	19
			P01 2,9	0,9	3,1	0,1	34
			P02 0,25	1	<0,1	0,1	21,5

DEP.		M.	AMOSTRA	PROPORÇÃO EM MASSA DE MP NA FRAÇÃO AMF (%)	PROPORÇÃO EM MASSA DA FRAÇÃO AMF NO TOTAL (%)	PROPORÇÃO EM MASSA DE MP NA FRAÇÃO AF (%)	PROPORÇÃO EM MASSA DA FRAÇÃO AF NO TOTAL (%)
EÓLICO	IN	E	P02 D.A.	0,9	<0,1	0,2	17,1
			P05	1	0,7	0,2	34,3
		D	P17	0,5	10	0,1	24
			P18	0,5	10,2	0,03	29
		Médias		0,7	-	0,1	-
	DEE	D	P22	0,3	14	0,1	31
			P23	0,5	<0,1	0,2	<0,1
			P24	0,2	9,3	0,04	27,4
			P25	0,6	6,5	0,2	22
			P26	0,3	10	0,1	30,2
		Médias		0,4	-	0,1	-
FLUVIAL	DF	D	P19	2,2	4,2	0,8	27,8
			P20	0,5	29,5	0,1	58
		Médias		1,4	-	0,5	-
	SLR	D	P21	21,4	<0,1	1,9	<0,1
	CSF	-	P27	0,5	0,4	<0,1	42,8
			P28	3	<0,1	0,7	14,6
			P29	2,2	3,4	0,6	14,8
		Médias		2	-	0,5	-

MP: minerais pesados; **AMF:** areia muito fina; **AF:** areia fina; **MD:** megadunas parabólicas; **DC:** dunas parabólicas compostas; **DE:** dunas empoleiradas; **PE:** planície eólica; **IN:** indiferenciados; **DEE:** depósitos eólicos sobre o embasamento; **DF:** depósitos fluviais antigos; **SLR:** sedimentos em riacho de leito rochoso no área fonte leste; **CSF:** canal atual do rio São Francisco; **E:** margem esquerda; **D:** margem direita.

Os minerais pesados transparentes não micáceos identificados foram, em ordem de abundância, estauroлита, turmalina, zircão (estes três com 100% de

frequência de ocorrência), cianita, sillimanita, rutilo, hornblenda, epidoto, diopsídio e granada. Nos depósitos eólicos da margem esquerda a estaurolita é o mineral mais abundante, já as dunas parabólicas compostas e as empoleiradas apresentam maior diversidade mineralógica. Somente nas amostras destas feições eólicas são observadas quantidades significativas de hornblenda, diopsídio e epidoto. Diopsídio, inclusive, só possui quantidade expressiva nas dunas empoleiradas. Na margem direita o principal mineral encontrado é a turmalina, e os depósitos eólicos sobre o embasamento possuem a menor diversidade mineralógica entre todos os depósitos analisados (Figura 26).

Quanto aos demais depósitos, a turmalina é o mineral com maior frequência de ocorrência no depósito aluvionar sobre o embasamento e nos depósitos fluviais antigos, enquanto a estaurolita é o principal mineral na calha atual do rio São Francisco. Os depósitos fluviais (antigos e atuais) possuem grande diversidade mineralógica e somente neles a granada é observada de modo expressivo (Figura 26).

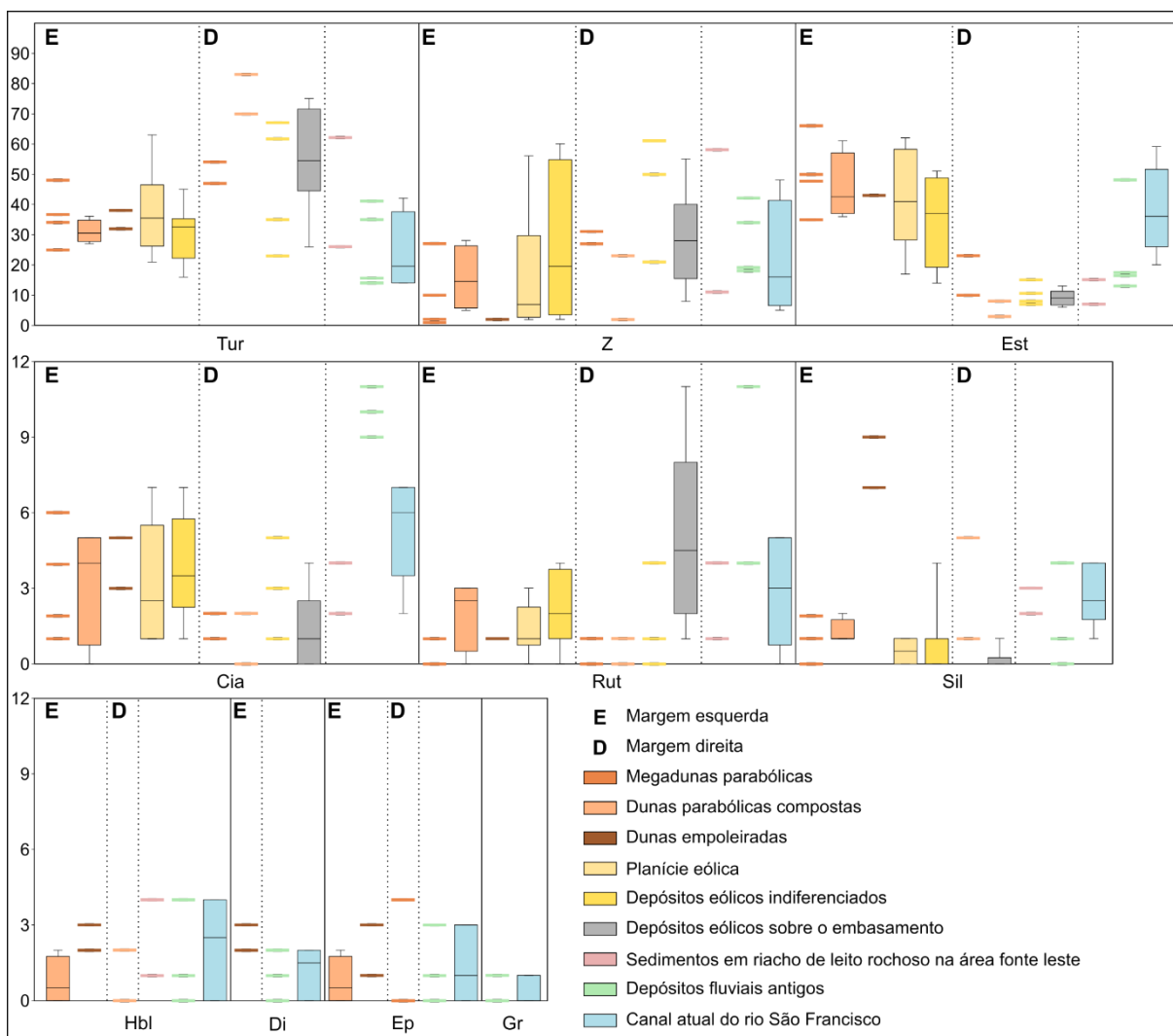


Figura 26: *Box plots* de frequências dos minerais pesados. Tur: turmalina; Z: zircão; Est: estauroлита; Cia: cianita; Rt: rutilo; Sil: sillimanita; Hbl: hornblenda; Di: diopsídio; Ep: epidoto; Gr: granada. Quando o n amostral é menor que 5 são inseridos os valores individuais. N amostral margem esquerda: MD = 4; DC = 6; DE = 2; PE = 6; IN = 10. N amostral margem direita: MD = 2; DC = 2; IN = 4; DEE = 10. N amostral demais depósitos: DF = 4; SLR = 2; CSF = 6.

Com base na assembleia de minerais pesados dos diferentes compartimentos geomorfológicos (Figura 26) e na quantificação dos minerais pesados (Tabela 04) nota-se que: 1) os depósitos eólicos sobre o embasamento apresentam pouca diversidade mineralógica, ocorrendo somente turmalina, zircão, estauroлита, cianita e rutilo em quantidades representativas; 2) a granada ocorre de modo significativo (abundância maior que 1%) apenas nos depósitos fluviais e no canal atual do rio São Francisco; 3) a composição mineralógica dos depósitos eólicos das diferentes margens é similar, entretanto a proporção entre os três minerais mais abundantes (turmalina, estauroлита e zircão) é distinta.

Tabela 04 - Resultados da quantificação de minerais pesados em cada amostra, em valores percentuais de contagem ao microscópio petrográfico, e dos índices RZi e TZi.

DEP.		M.	AMOSTRA	Est	Tur	Z	Cia	Sil	Rt	Hbl	Ep	Di	Gr	RZi	TZi
EÓLICO	MD	E	P08 MF	35	36	27	1	TR	TR	1	TR	TR	-	2	62
			P08 F	47	48	2	2	1	-	-	TR	-	-	0	95
			P09 MF	50	34	10	4	2	TR	TR	TR	TR		0	48
			P09 F	66	25	1	6	TR	1	1	-	-		14	87
		D	P16 MF	23	47	27	2	-	1	TR	-	-	-	3	52
			P16 F	10	54	31	1	-	-	-	4	-	-	23	92
		Médias		38,5	40,6	16,3	2,6	0,5	0,3	0,3	0,6	-	-	7	72,6
	DC	E	P07 MF	36	30	28	TR	1	3	1	1	-	-	8	55
			P07 F	45	36	8	3	1	3	2	2	-	-	7	86
			P10 MF	40	31	21	5	1	2	TR	TR	-		5	51
			P10 F	61	27	5	5	2	TR	TR	-	-		12	86
		D	P15 MF	3	70	23	2	1	1	-	-	-	-	3	68
			P15 F	8	83	2	-	5	TR	2	TR	-	-	8	93
		Médias		36,2	46,2	14,5	2,5	1,8	1,5	0,8	0,5	-	-	7,2	73,1
	DE	E	P06 MF	43	32	2	5	9	1	3	3	2	-	13	84
			P06 F	43	38	2	3	7	1	2	1	3	-	20	95
		Médias		43	35	2	4	8	1	2,5	2	2,5	-	16,5	89,5
	PE	E	P11 MF	46	41	10	1	1	1	TR	TR	TR	-	6	69
			P11 F	57	37	3	2	1	TR	TR	-	TR	-	7	86
			P12 MF	36	34	21	7	TR	2	-	-	-	-	10	52
			P12 F	62	28	4	5	TR	1	-	-	-	-	6	82
			P13 MF	17	21	56	3	-	3	-	-	-	-	5	32
			P13 F	32	63	2	1	1	1	-	-	-	-	23	97
		Médias		41,7	37,3	16	3,2	0,5	1,3	-	-	-	-	9,5	69,7
	IN	E	P01 0,3 MF	42	36	12	5	2	-	-	TR	1	-	5	64
			P01 0,3 F	58	35	1	3	3	TR	-	TR	-	-	20	89

DEP.		M.	AMOSTRA	Est	Tur	Z	Cia	Sil	Rt	Hbl	Ep	Di	Gr	RZi	TZi
EÓLICO	IN	E	P01 2,9 MF	23	26	45	1	TR	4	1	TR	TR	-	6	51
			P01 2,9 F	46	45	2	5	1	1	TR	TR	-	-	4	91
			P02 0,25 MF	18	16	60	2	-	3	-	1	-	-	5	21
			P02 0,25 F	51	32	8	7	TR	TR	2	TR	-	-	12	84
			P02 D.A. MF	28	33	28	4	1	2	2	1	1	-	11	50
			P02 D.A. F	49	36	2	3	4	1	1	3	1	-	6	77
			P05 MF	14	21	58	3	TR	4	-	-	-	-	7	25
			P05 F	48	33	11	6	TR	2	-	-	-	-	17	76
		D	P17 MF	8	3	50	3	-	4	-	-	-	-	7	40
			P17 F	15	62	21	1	-	1	-	-	-	-	9	74
			P18 MF	7	23	61	5	-	4	-	-	TR	-	6	31
			P18 F	11	67	21	1	-	TR	-	-	-	-	7	78
		Médias		29,8	33,4	27,1	3,5	0,8	1,8	0,4	0,3	0,2	-	8,7	60,8
	DEE	D	P22 MF	11	48	35	1	-	5	-	-	-	-	13	60
			P22 F	9	69	16	4	-	2	-	-	-	-	15	80
			P23 MF	9	49	38	-	-	4	-	-	-	-	8	63
			P23 F	13	75	9	1	-	2	-	-	-	-	13	89
			P24 MF	6	26	55	2	TR	11	-	-	-	-	18	39
			P24 F	6	71	21	-	TR	2	-	-	-	-	11	76
			P25 MF	8	47	33	4	TR	8	-	-	-	-	19	62
			P25 F	7	37	46	1	1	8	-	-	-	-	14	45
			P26 MF	12	73	14	-	-	1	-	-	-	-	9	84
			P26 F	11	60	23	-	1	5	-	-	-	-	12	72
		Médias		9	56	29	1	0,2	5	-	-	-	-	13	67
FLUVIAL	DF	D	P19 MF	16	16	42	11	1	11	1	1	1	-	19	28
			P19 F	48	14	18	9	TR	4	4	TR	2	1	18	47
			P20 MF	13	35	38	9	1	4	-	-	TR	-	10	48

DEP.		M.	AMOSTRA	Est	Tur	Z	Cia	Sil	Rt	Hbl	Ep	Di	Gr	RZi	TZi
FLUVIAL	DF	D	P20 F	17	41	19	10	4	4	TR	3	2	-	17	71
		Médias		24	27	29	10	2	6	1	1	1	0,2	16	48
	SLR	D	P21 MF	7	26	58	4	3	1	1	-	-	-	2	32
			P21 F	15	62	11	2	2	4	4	-	-	-	25	85
		Médias		11	44	35	3	3	3	3	-	-	-	14	57
	CSF	-	P27 MF	29	36	23	7	4	1	TR	-	TR	-	6	61
			P27 F	43	42	5	6	4	TR	-	-	TR	TR	14	88
			P28 MF	20	14	51	2	2	3	3	3	2	TR	6	24
			P28 F	58	17	7	4	3	5	2	1	2	1	32	59
			P29 MF	14	28	39	6	1	3	4	3	2	-	6	30
			P29 F	48	22	9	7	2	5	4	1	1	1	38	79
			Médias	38	24	22	5	3	3	2	1	1	0,3	17	57

MF: fração areia muito fina; **F:** fração areia fina; **MD:** megadunas parabólicas; **DC:** dunas parabólicas compostas; **DE:** dunas empoleiradas; **PE:** planície eólica; **IN:** indiferenciados; **DEE:** depósitos eólicos sobre o embasamento; **DF:** depósitos fluviais antigos; **SLR:** sedimentos em riacho de leito rochoso no área fonte leste; **CSF:** canal atual do rio São Francisco; **E:** margem esquerda; **D:** margem direita; **Est:** estaurolita; **Tur:** turmalina; **Z:** zircão; **Cia:** cianita; **Sil:** sillimanita; **Rt:** rutilo; **Hbl:** hornblenda; **Ep:** epidoto; **Di:** diopsídio; **Gr:** granada; **TR:** traços; **RZi:** índice rutilo-zircão; **TZi:** índice turmalina-zircão.

Os valores dos índices RZi e TZi não apresentam grande variação entre os depósitos analisados (Tabela 04) (Figura 27). Nos depósitos eólicos dos campos de dunas o índice RZi apresenta valores médios similares, atingindo os maiores valores nos depósitos fluviais e na calha do rio São Francisco (16 e 17, respectivamente). Quanto ao índice TZi, os depósitos dos campos de dunas também apresentam valores médios parecidos, e os depósitos fluviais possuem a menor média (48).

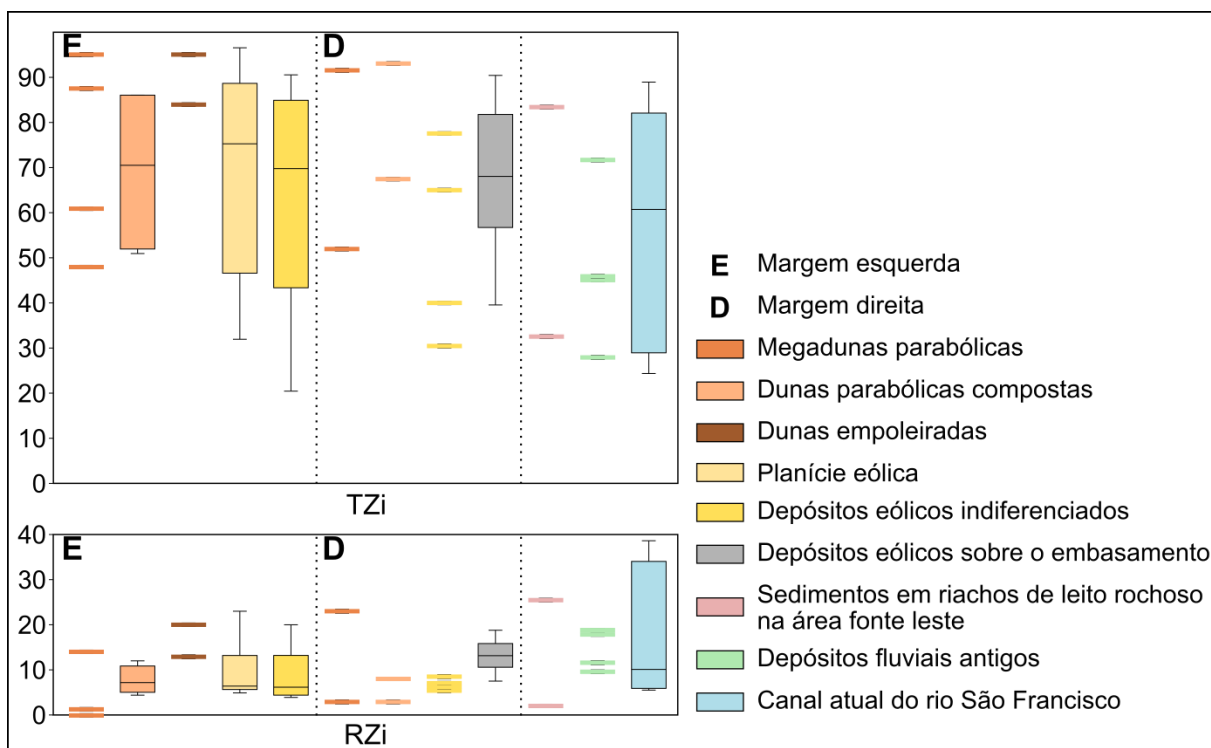


Figura 27: Box plots de frequências dos índices RZi e TZi. Quando o n amostral é menor que 5 são inseridos os valores individuais. N amostral margem esquerda: MD = 4; DC = 6; DE = 2; PE = 6; IN = 10. N amostral margem direita: MD = 2; DC = 2; IN = 4; DEE = 10. N amostral demais depósitos: DF = 4; SLR = 2; CSF = 6.

5.3.2 Descrição Microscópica

Nos depósitos eólicos da margem esquerda, estaurolita é o mineral pesado transparente mais abundante, ocorrendo também de maneira expressiva nos outros depósitos analisados. Os grãos ocorrem em formas anédricas a subédricas, bem arredondadas a subangulosas, de coloração amarelada e pleocroísmo moderado a forte. Grande parte apresenta feições atribuídas à dissolução e alguns possuem inclusões (Figura 28A).

Turmalina é o mineral mais abundante nos depósitos da margem direita, sendo o segundo mais abundante na margem esquerda. Apresenta-se, em ordem de abundância, em cores amarelo pálido, marrom, verde, rosa e azul, raramente encontram-se grãos bicolores. Formas anédricas bem arredondadas são predominantes, raramente ocorrendo grãos euédricos prismáticos. Alguns grãos possuem inclusões minerais e/ou fluidas (Figura 28B).

Zircão está presente de maneira expressiva em ambas margens, sendo majoritariamente incolor e raramente amarelado. Formas anédricas bem

arredondadas são as mais comuns, ocorrendo minoritariamente grãos euédricos prismáticos. Observa-se zoneamento e fraturamento internos, inclusões, fraturas conchoidais e metamictização (Figura 28C).

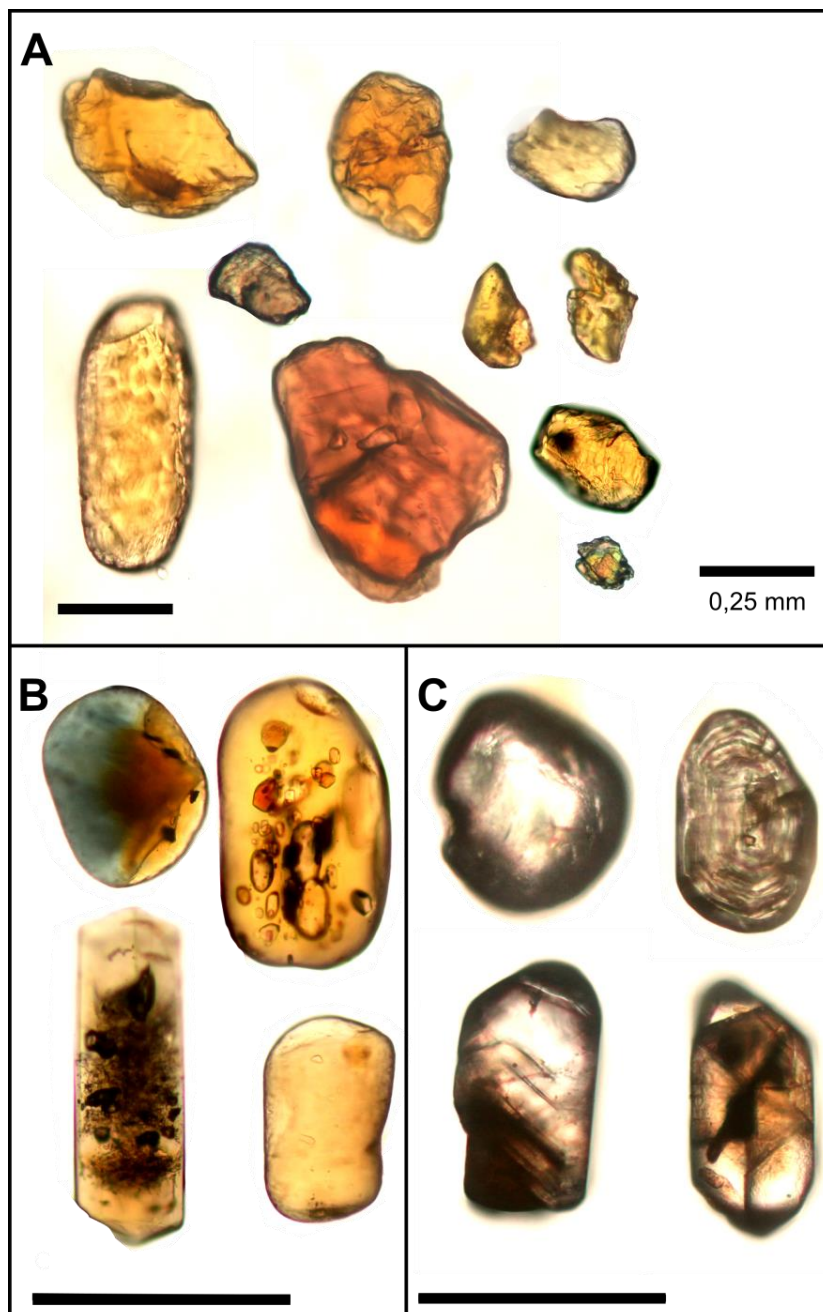


Figura 28: Grãos de minerais pesados mais abundantes proporcionalmente na área de estudo. A) grãos de estauroлита; B) grãos de turmalina; C) grãos de zircão.

Os grãos de cianita são predominantemente incolores, podendo ser observada coloração levemente azulada quando mais espessos. Nota-se clivagem e partição proeminentes, o que facilita a identificação. Majoritariamente possuem formas prismáticas, porém ocorrem grãos bem arredondados, não sendo raros indícios de oxidação e a presença de inclusões (Figura 29A).

Sillimanita ocorre em grãos anédricos bem arredondados a subédricos prismáticos subangulosos, incolores a azulados e/ou rosados, e por vezes fibrosos. Observam-se inclusões e frequentes sinais de oxidação (Figura 29B).

Os grãos de rutilo são majoritariamente anédricos e bem arredondados, ocorrendo também grãos subédricos com terminações piramidais. Raramente observa-se geminação “em cotovelo” e sua coloração varia de amarelo a vermelho, passando pelo alaranjado (Figura 29C).

Hornblenda ocorre em grãos anédricos e raramente subédricos, de coloração esverdeada a amarronzada, com clivagem proeminente, estando frequentemente com sinais de corrosão e de oxidação (Figura 29D).

Os grãos de epidoto ocorrem em formas anédricas moderadamente arredondadas a angulosas, de coloração amarelo limão a verde, e com pleocroísmo moderado. Observam-se sinais de oxidação (Figura 29E).

Diopsídio ocorre em grãos anédricos, moderadamente arredondados a subangulosos, de coloração verde pálido e clivagem proeminente. Observam-se sinais de oxidação (Figura 29F).

Granada ocorre em formas anédricas, subangulosas a angulosas e incolores. Nota-se fraturas conchoidais na maior parte dos grãos (Figura 29G).

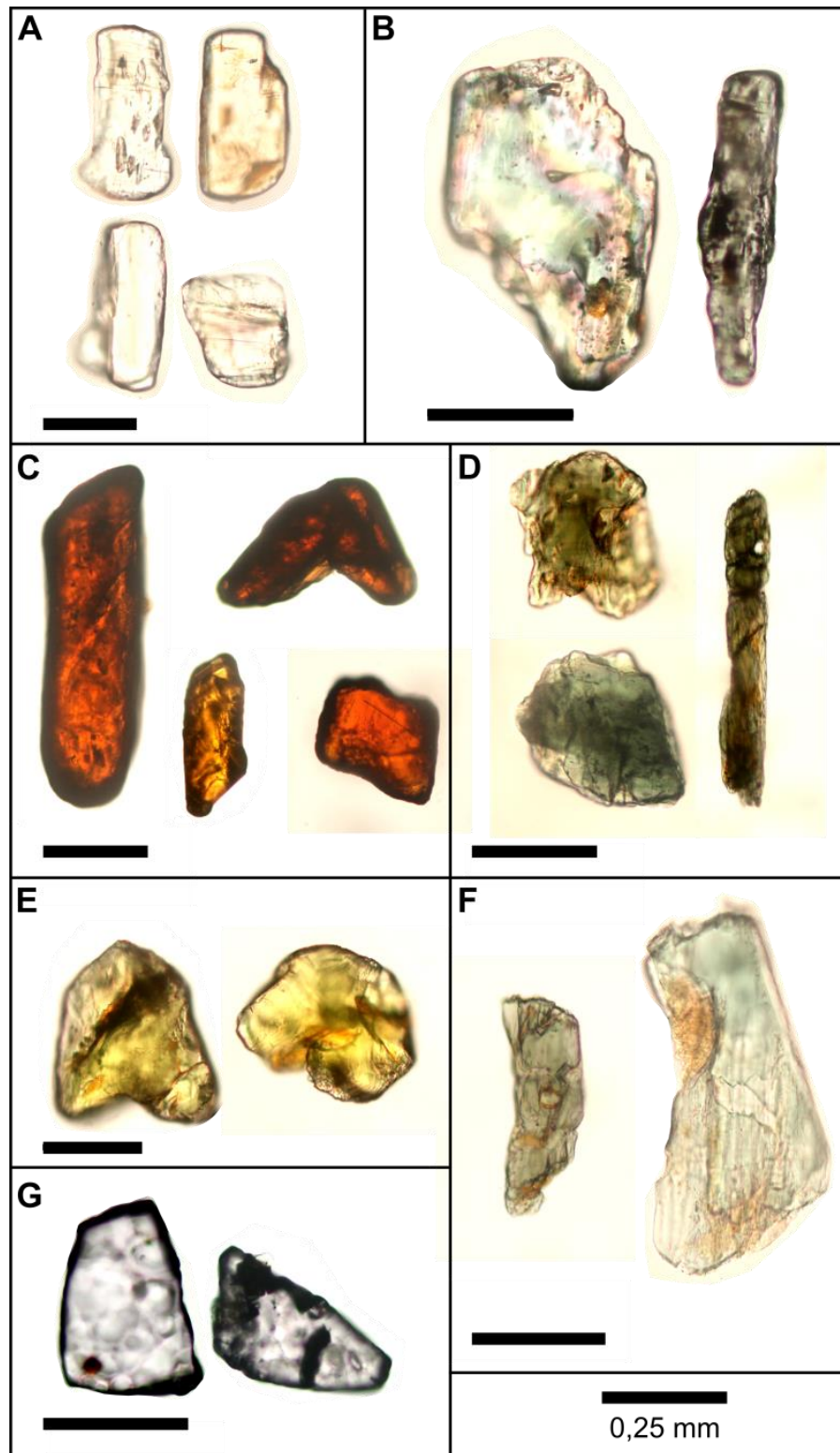


Figura 29: Grãos de minerais pesados menos abundantes proporcionalmente na área de estudo. A) cianita; B) sillimanita; C) rutilo; D) hornblenda; E) epidoto; F) diopsídio; G) granada.

5.4 Análise de Variedades de Turmalina e Zircão

5.4.1 Descrição dos Dados

Quanto à cor da turmalina (Figura 30) (Tabela 05) a mais comum em todos os depósitos é amarela pálida (T-1), seguida de marrom (T-2), e, subordinadamente, ocorrem verde (T-3), incolor (T-4), rosa (T-5), bicolor (T-6) e azul (T-7). Exceto no depósito aluvionar sobre o embasamento, onde não ocorrem turmalinas incolores (T-4) nem bicolors (T-6), todas as cores ocorrem nas diferentes localidades e não se observam grandes variações nas frequências de ocorrências entre as localidades.

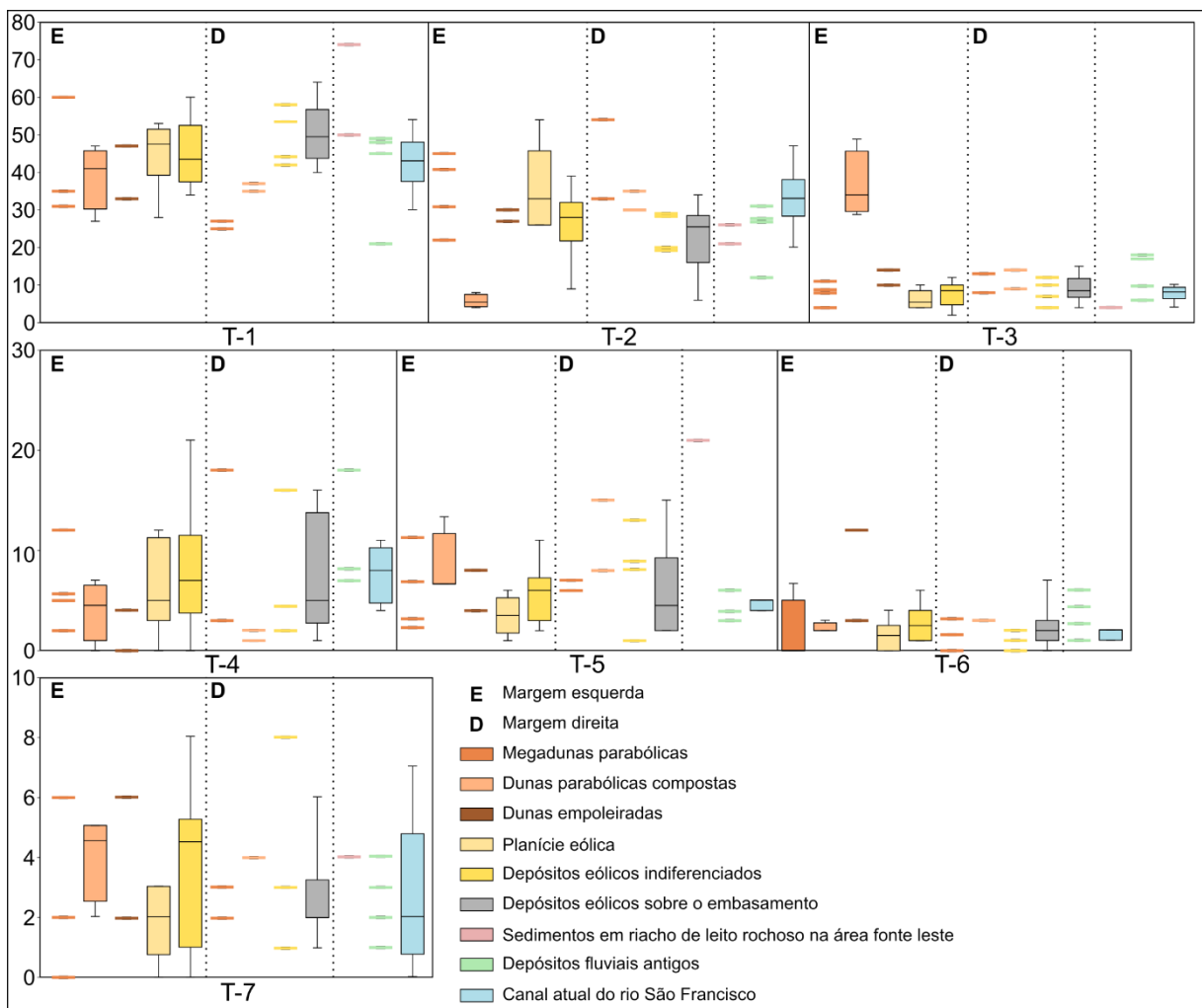


Figura 30: Box plots de frequência das categorias de cores da turmalina. T-1) amarela pálida; T-2) marrom; T-3) verde; T-4) incolor; T-5) rosa; T-6) bicolor; T-7) azul. Quando o n amostral é menor que 5 são inseridos os valores individuais. N amostral margem esquerda: MD = 4; DC = 6; DE = 2; PE = 6; IN = 10. N amostral margem direita: MD = 2; DC = 2; IN = 4; DEE = 10. N amostral demais depósitos: DF = 4; SLR = 2; CSF = 6.

Quanto à morfologia, as turmalinas anédricas moderadamente a bem

arredondadas (H-1) são as mais comuns na maior parte dos depósitos, exceto nos depósitos eólicos sobre o embasamento, onde as mais comuns são as anédricas subangulares a angulares (H-2). Ao comparar os depósitos eólicos das margens esquerda e direita nota-se que as variedades H-2 ocorrem com maior frequência na margem direita e as variedades H-1 possuem maior frequência na margem esquerda. Na megaduna parabólica da margem direita e no depósito aluvionar sobre o embasamento não foram observadas turmalinas euédricas (H-4) (Figura 31 e Tabela 05).

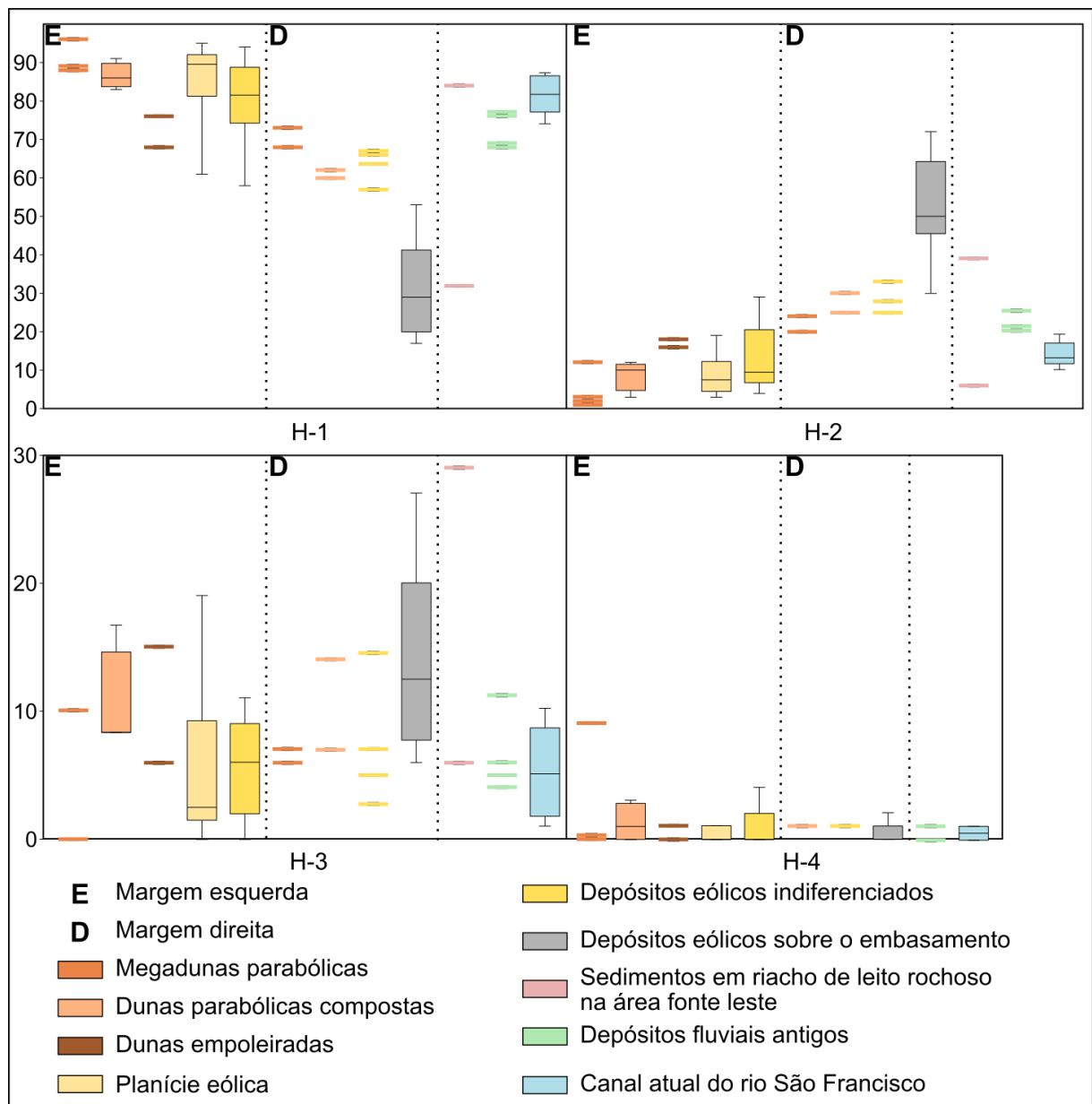


Figura 31: Box plots de frequências das categorias de morfologia da turmalina. H-1: anédricas moderadamente a bem arredondadas; H-2: anédricas subangulares a angulares; H-3: subédricas; H-4: euédricas. Quando o n amostral é menor que 5 são inseridos os valores individuais. N amostral margem esquerda: MD = 4; DC = 6; DE = 2; PE = 6; IN = 10. N amostral margem direita: MD = 2; DC = 2; IN = 4; DEE = 10. N amostral demais depósitos: DF = 4; SLR

= 2; CSF = 6.

Quanto ao zircão, nota-se que a variedade mais abundante na maior parte dos depósitos é anédrico moderadamente a bem arredondado, exceto na duna parabólica composta da margem direita (P15) e nos depósitos eólicos e aluvionar sobre o embasamento, onde predominam zircões anédricos subangulares a angulares (Figura 32) (Tabela 05).

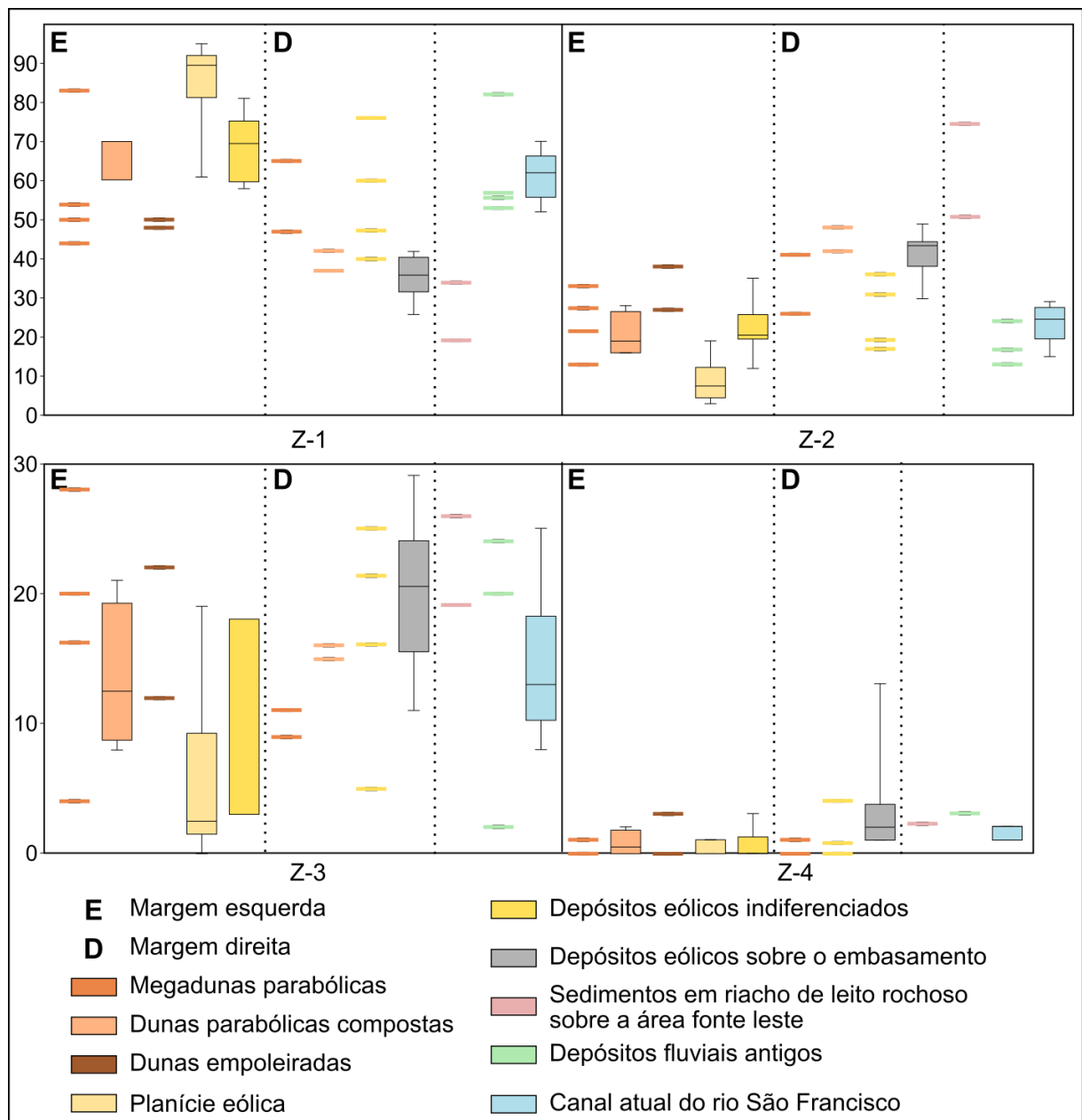


Figura 32: Box plots de frequências das categorias de morfologia do zircão. Z-1: anédricos moderadamente a bem arredondados; Z-2: anédricos subangulares a angulares; Z-3: subédricos; Z-4: euédricos. Quando o n amostral é menor que 5 são inseridos os valores individuais. N amostral margem esquerda: MD = 4; DC = 6; DE = 2; PE = 6; IN = 10. N amostral margem direita: MD = 2; DC = 2; IN = 4; DEE = 10. N amostral demais depósitos: DF = 4; SLR

= 2; CSF = 6.

Tabela 05 - Resultados da quantificação das variedades de turmalina e de zircão, em valores percentuais de contagem ao microscópio petrográfico.

MINERAL			TURMALINA											ZIRCÃO				
VARIÁVEL			COR							MORFOLOGIA				MORFOLOGIA				
DEP.	M	AMOSTRA	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	H-1	H-2	H-3	H-4	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	
EÓLICO	MD	E	P08 MF	31	41	11	12	3	-	2	89	1	10	-	54	25	20	1
			P08 F	35	31	8	5	11	4	6	96	3	-	1	83	13	4	-
			P09 MF	60	22	4	6	4	4	-	89	2	-	9	44	28	28	-
			P09 F	35	45	7	2	7	2	2	88	12	-	-	50	33	17	-
		D	P16 MF	27	33	13	18	6	-	3	68	24	6	-	47	41	11	1
			P16 F	47	46	3	-	3	-	1	92	4	3	1	65	26	9	-
		Médias		39,2	36,3	7,7	7,2	5,7	1,7	2,3	87	7,7	3,2	1,8	57,2	27,7	14,8	0,3
	DC	E	P07 MF	40	35	5	7	6	3	4	86	10	2	2	70	16	14	-
			P07 F	47	30	8	4	4	2	5	91	3	6	-	70	22	8	-
			P10 MF	42	29	4	5	16	2	2	86	10	4	-	60	28	11	1
			P10 F	27	50	6	-	10	2	5	83	12	2	3	61	16	21	2
		D	P15 MF	35	35	14	1	8	3	4	60	25	14	1	37	48	15	-
			P15 F	37	30	9	2	15	3	4	62	30	7	1	42	42	16	-
		Médias		38	34,8	7,7	3,2	9,8	2,5	4	78	15	5,8	1,2	56,7	28,7	14,2	0,5
	DE	E	P06 MF	47	30	14	-	4	3	2	66	15	18	1	48	27	22	3
			P06 F	33	27	10	4	8	12	6	76	18	6	-	50	38	12	-
		Médias		40	28,5	12	2	6	7,5	4	71	16,5	12	0,5	49	32,5	17	0,5
	PE	E	P11 MF	48	43	4	-	2	-	3	91	5	3	1	74	12	14	-
			P11 F	43	39	8	5	1	4	-	95	5	-	-	66	17	17	-
			P12 MF	51	26	4	12	5	1	1	88	10	2	-	67	12	21	-
			P12 F	53	27	5	4	6	2	3	88	10	2	-	70	18	9	3

MINERAL			TURMALINA											ZIRCÃO				
VARIÁVEL			COR							MORFOLOGIA				MORFOLOGIA				
DEP.	M	AMOSTRA	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	H-1	H-2	H-3	H-4	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	
			P13 MF	47	26	10	11	3	-	3	61	19	19	1	54	20	24	2
			P13 F	28	54	6	5	4	2	1	91	3	6	-	60	10	30	-
			Médias	45	35,8	6,2	6,2	3,5	1,5	1,8	85,7	8,7	5	0,3	65,2	14,8	19,2	0,8
EÓLICO	IN	E	P01 0,3 MF	43	23	10	7	6	6	5	84	7	7	2	60	20	19	1
			P01 0,3 F	34	39	12	-	6	4	5	94	6	2	-	75	25	-	-
			P01 2,9 MF	44	24	4	13	7	4	4	79	10	9	2	58	23	18	1
			P01 2,9 F	36	30	10	4	8	1	6	88	9	2	1	61	35	4	-
			P02 0,25 MF	60	18	6	10	2	2	-	78	18	4	-	70	18	10	2
			P02 0,25 F	60	30	2	3	3	1	1	88	6	6	-	76	21	3	-
			P02 D.A. MF	42	31	8	7	7	4	1	77	12	11	-	59	20	18	3
			P02 D.A. F	49	28	5	4	11	1	1	90	9	-	-	69	28	3	-
			P05 MF	47	9	9	21	3	3	8	58	9	29	4	81	12	7	-
			P05 F	38	28	10	11	6	2	5	66	28	6	-	70	20	10	-
		D	P17 MF	42	19	10	16	9	1	3	57	25	17	1	76	19	5	-
			P17 F	53	27	4	2	13	-	1	66	28	5	1	60	17	22	1
			P18 MF	58	20	7	4	1	2	8	64	33	2	1	47	36	17	-
			P18 F	44	29	12	4	8	2	1	67	25	7	1	40	31	25	4
			Médias	46,4	25,3	7,8	7,6	6,4	2,3	3,5	75,4	16,1	7,6	0,9	64,4	23,2	11,5	0,8
	DEE	D	P22 MF	47	19	11	16	2	3	2	24	48	27	1	26	49	24	1
			P22 F	55	28	4	7	2	2	2	53	30	17	-	38	46	16	-
			P23 MF	40	25	11	13	4	1	6	24	49	26	1	31	39	29	1
			P23 F	56	30	6	3	4	-	1	40	48	12	-	40	36	11	13
			P24 MF	64	6	14	3	8	2	3	17	71	12	-	32	44	24	-
			P24 F	46	28	7	1	15	1	2	34	57	7	2	42	30	24	4
			P25 MF	52	7	15	7	10	7	2	20	62	18	-	32	44	21	3

MINERAL			TURMALINA											ZIRCÃO				
VARIÁVEL			COR							MORFOLOGIA				MORFOLOGIA				
DEP.	M	AMOSTRA	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	H-1	H-2	H-3	H-4	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	
			P25 F	43	19	10	16	5	3	4	20	72	8	-	34	43	20	3
			P26 MF	44	34	7	2	9	2	2	36	51	13	-	38	44	21	3
			P26 F	59	26	7	3	2	1	2	45	49	6	-	42	43	14	1
			Médias	51	22	9	7	6	2	3	31	53	15	0,4	36	42	21	3
FLUVIAL	DF	D	P19 MF	45	12	17	18	3	2	3	68	25	6	1	56	24	20	-
			P19 F	49	28	9	8	4	1	1	76	20	4	-	82	13	2	3
			P20 MF	21	31	18	18	3	3	6	67	21	11	1	53	24	20	3
			P20 F	48	27	6	7	6	4	2	75	20	5	-	59	17	24	-
		Médias	41	25	13	13	4	3	3	72	22	7	1	63	20	17	2	
	SLR	D	P21 MF	74	26	-	-	-	-	-	84	6	6	-	30	45	23	2
			P21 F	50	21	4	-	21	-	4	32	39	29	-	17	66	17	-
		Médias	62	24	2	-	11	-	2	58	23	18	-	24	56	20	1	
	CSF	-	P27 MF	40	35	7	11	5	2	1	77	13	8	1	70	15	14	1
			P27 F	46	34	4	7	5	2	2	86	13	1	-	61	29	8	2
			P28 MF	30	47	7	10	5	1	-	83	10	7	-	57	27	16	-
			P28 F	45	32	9	4	4	2	4	85	12	2	1	73	17	10	-
			P29 MF	54	20	9	9	5	1	2	73	16	10	1	52	21	25	2
			P29 F	41	31	10	5	4	2	7	78	19	3	-	65	23	12	-
		Médias	43	33	8	8	5	2	3	80	14	5	1	63	22	14	1	

MF: fração areia muito fina; **F:** fração areia fina; **MD:** megadunas parabólicas; **DC:** dunas parabólicas compostas; **DE:** dunas empoleiradas; **PE:** planície eólica; **IN:** indiferenciados; **DEE:** depósitos eólicos sobre o embasamento; **DF:** depósitos fluviais antigos; **SLR:** sedimentos em riacho de leito rochoso no área fonte leste; **CSF:** canal atual do rio São Francisco; **E:** margem esquerda; **D:** margem direita; **Turmalina** - **T-1:** amarela pálida; **T-2:** marrom; **T-3:** verde; **T-4:** incolor; **T-5:** rosa; **T-6:** bicolor; **T-7:** azul; **H-1:** anédrica moderadamente a bem arredondada; **H-2:** anédrica subangulosa a angulosa; **H-3:** subédrica; **H-4:** euédrica; **Zircão** - **Z-1:** anédrico moderadamente a bem arredondado; **Z-2:** anédrico subanguloso a anguloso; **Z-3:** subédrico; **Z-4:** euédrico.

6. Discussões

6.1 Fontes Sedimentares das Dunas e Paleodunas

6.1.1 Análise de Minerais Pesados

Para verificação de possíveis correlações ou discrepâncias entre os conjuntos de amostras, foi realizado estudo estatístico dos dados, envolvendo análises de agrupamento e de componentes principais (PCA) a partir dos dados das lâminas delgadas descritas anteriormente (Figura 26) (Tabela 04).

A análise de agrupamento demonstra que, dentro do total de amostras, existem dois grupos principais e três subgrupos (A-C). O primeiro subgrupo (A) é formado principalmente pelos depósitos eólicos sobre o embasamento e do campo de dunas da margem direita, e compreende principalmente amostras de granulação areia muito fina. O segundo subgrupo (B) compreende principalmente amostras de granulação areia fina, do campo de dunas da margem esquerda. O terceiro e último subgrupo (C) é composto por amostras dos depósitos da margem esquerda, dos depósitos fluviais e da calha do rio São Francisco, e contém quantidades proporcionais de amostras de granulação areia muito fina e fina (Figura 33).

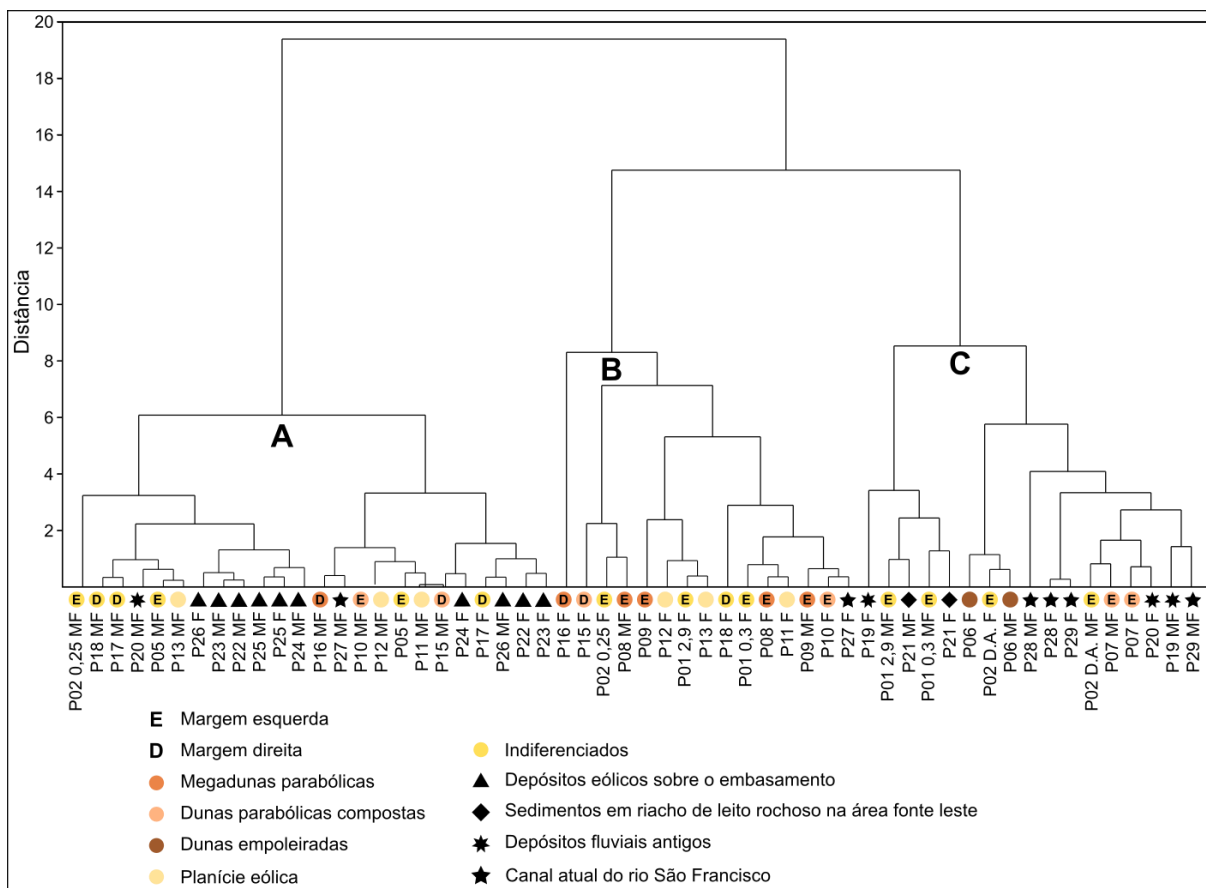


Figura 33: Análise de agrupamento de todas as amostras.

A análise de componentes principais da mineralogia total mostra que o componente 1 separa as amostras em dois conjuntos (Figura 34). Grande parte das amostras da margem esquerda e da calha do rio São Francisco se concentra na porção negativa e a maior parte das amostras da margem direita, incluindo os depósitos eólicos sobre o embasamento, se encontram na porção positiva.

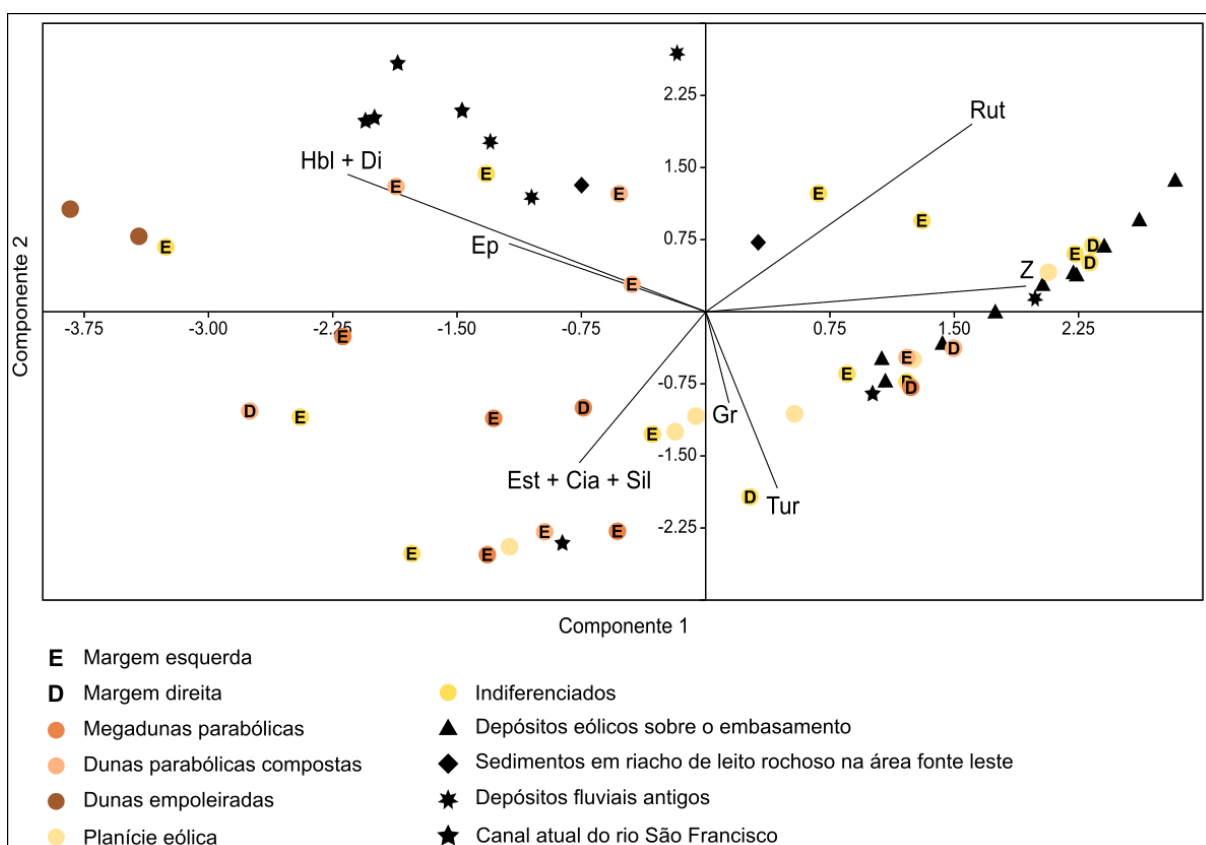


Figura 34: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de mineralogia total.

Assim, com base na análise de componentes principais e seguindo fluxograma de Verhaegen *et al.* (2018) foi construído o diagrama de razões logarítmicas centradas de estauroлита, turmalina e zircão, visto que estes três minerais são aproximadamente ortogonais no gráfico de dispersão dos componentes principais (Figura 34). Nota-se dois grupos correlacionáveis: I) amostras da margem direita e dos depósitos eólicos e aluvionar sobre o embasamento; II) amostras da margem esquerda, dos depósitos fluviais e da calha do rio São Francisco (Figura 35).

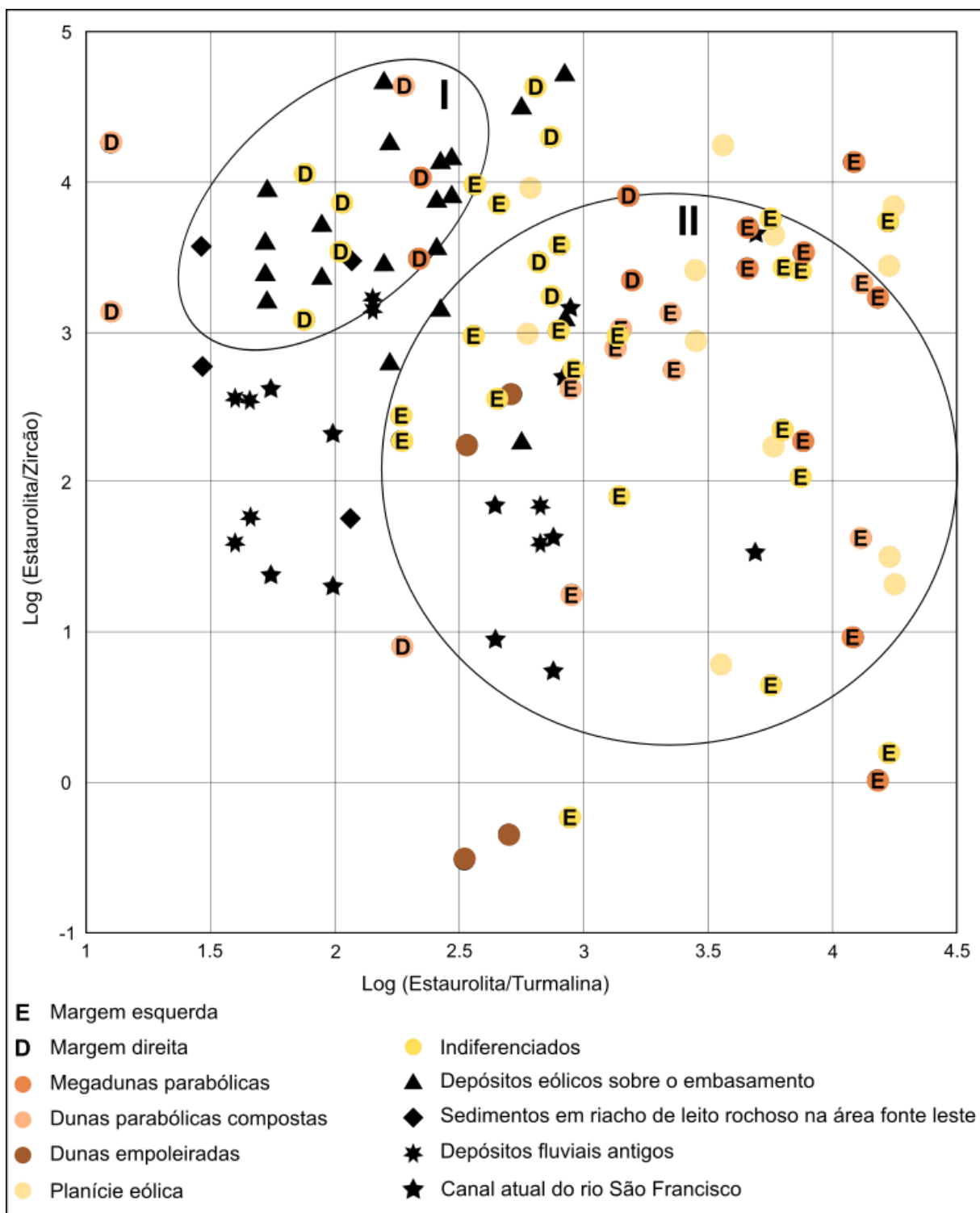


Figura 35: Diagrama de razão logarítmica centrada, a partir da análise de componentes principais.

O tratamento estatístico dos dados demonstra diferenciação principalmente entre as amostras da margem direita (campo de dunas e depósitos eólicos indiferenciados sobre o embasamento) e as do campo de dunas da margem esquerda

e da calha do rio São Francisco. A distinção entre esses dois conjuntos de amostras era esperada devido a: 1) direções predominantes dos ventos durante o Quaternário (E-W e SE-NW); 2) proximidade geográfica entre o campo de dunas da margem direita e embasamento neoproterozoico, composto principalmente por rochas do Grupo Chapada Diamantina; 3) o rio São Francisco é tido por Barreto & Suguio (1993) e Barreto (1996) como a única fonte do aporte arenoso dos depósitos eólicos da margem esquerda.

Também foi realizada análise de agrupamento e de componentes principais somente com as amostras dos campos de dunas das margens esquerda e direita. Na análise de agrupamento existem dois grupos principais de amostras (A e B), sendo que o primeiro (A) compreende principalmente depósitos da margem direita e amostras de granulação areia muito fina, e o segundo (B) é composto majoritariamente por depósitos da margem esquerda e amostras de granulação areia fina (Figura 36). A análise de componentes principais novamente demonstra que o componente 1 separa as amostras em dois conjuntos, as amostras da margem esquerda se encontram majoritariamente na porção negativa, e as da margem direita na porção positiva (Figura 37).

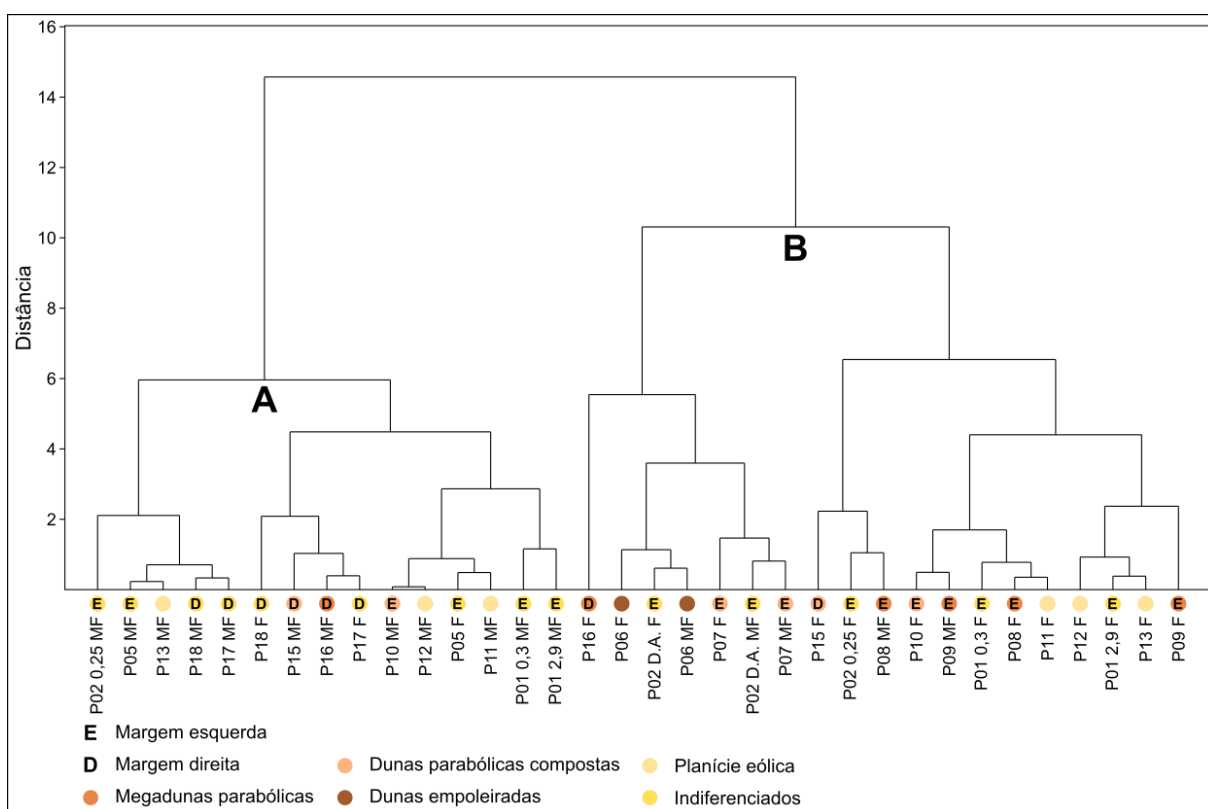


Figura 36: Análise de agrupamento das amostras dos campos de dunas das margens esquerda e direita.

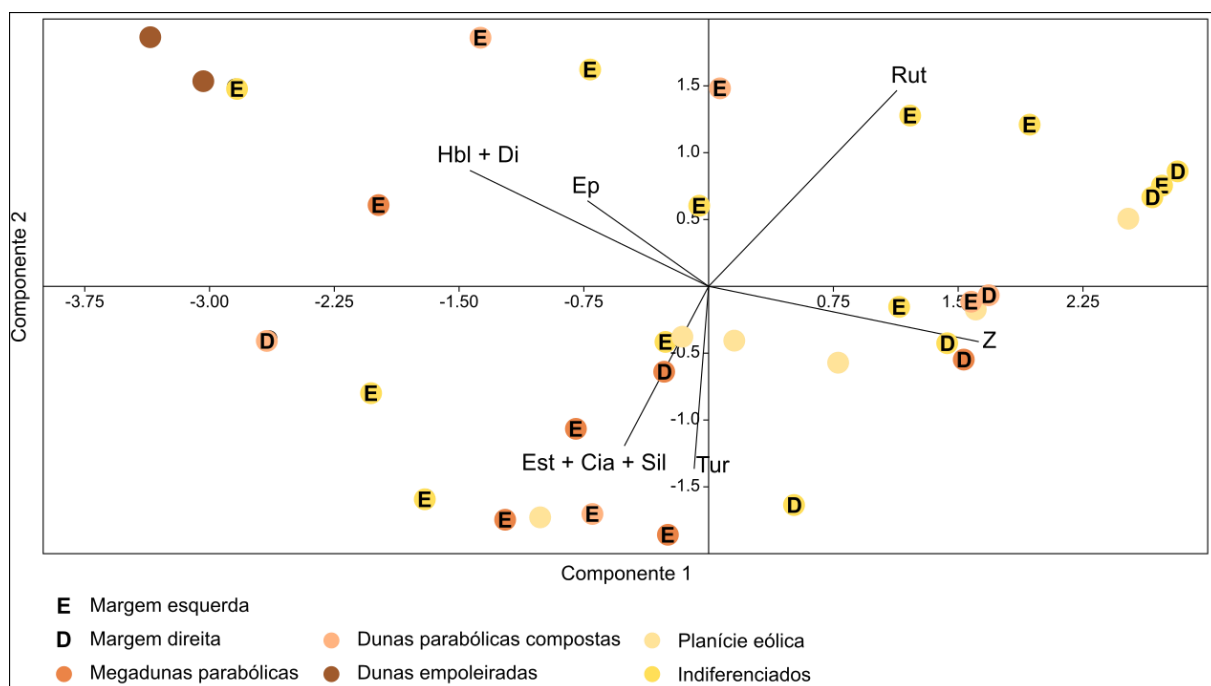


Figura 37: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de mineralogia das amostras dos campos de dunas das margens esquerda e direita.

6.1.2 *Análise de Variedades de Turmalina e Zircão*

A análise de agrupamento para as categorias de cor (Figura 38) não se mostrou muito eficiente, visto que não foi possível observar nenhuma tendência de agrupamento relevante entre as amostras.

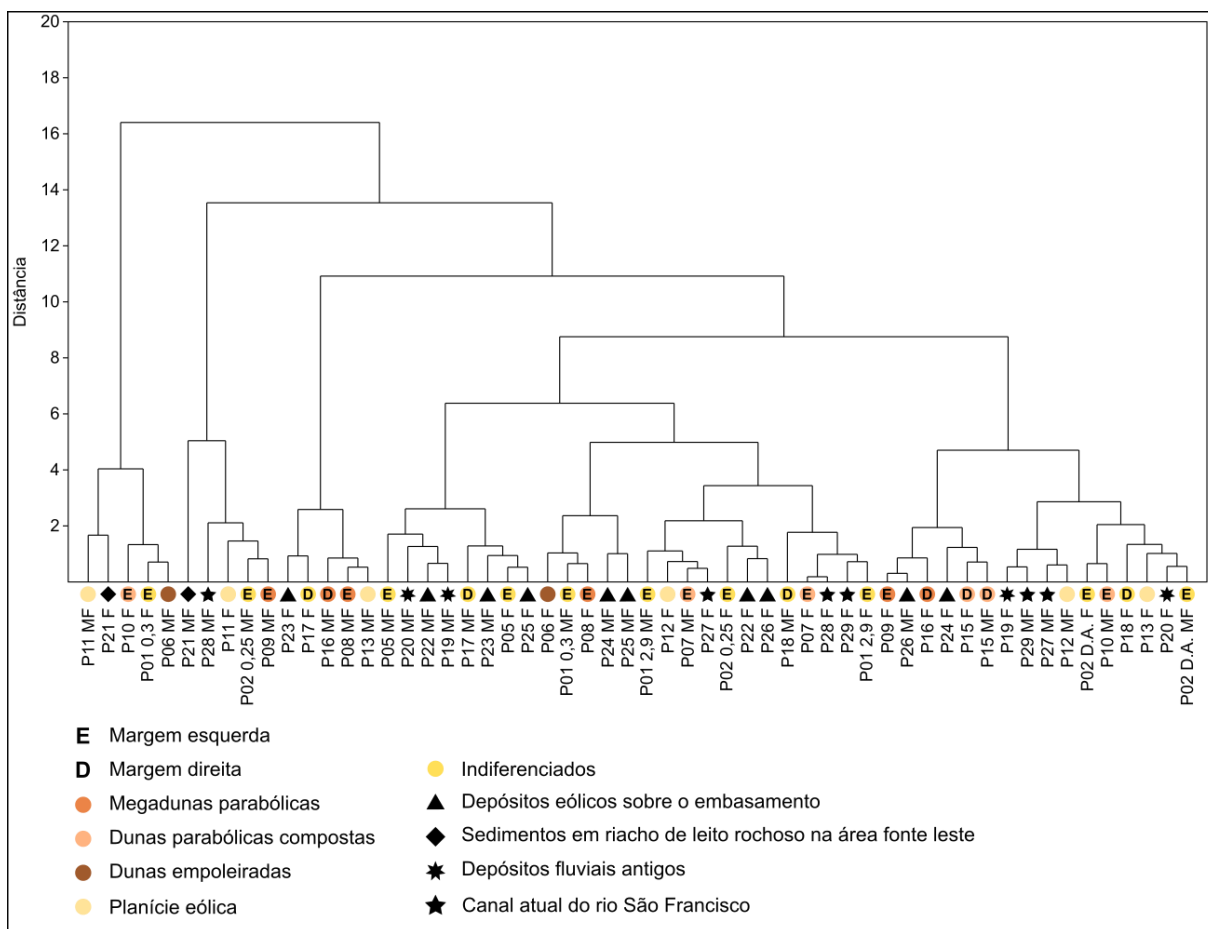


Figura 38: Análise de agrupamento das variedades de cor da turmalina.

Entretanto, para as categorias de morfologia, as análises de agrupamento (Figura 39) e de componentes principais (Figura 40) demonstraram que existe diferenciação da maior parte das amostras dos depósitos eólicos sobre o embasamento das demais, em virtude de a morfologia predominante ser de turmalinas anédricas subangulares a angulares, ao contrário das outras localidades, onde predominam turmalinas anédricas moderadamente e bem arredondadas. Isso pode ser explicado pela proximidade geográfica entre estes depósitos eólicos e sua área fonte (embasamento neoproterozoico). Devido ao curto trajeto, os sedimentos não foram suficientemente transportados para arredondamento dos grãos. A análise de agrupamento também mostra que existe diferenciação entre as amostras de granulação areia muito fina (grupo A) e as de granulação areia fina (grupo B).

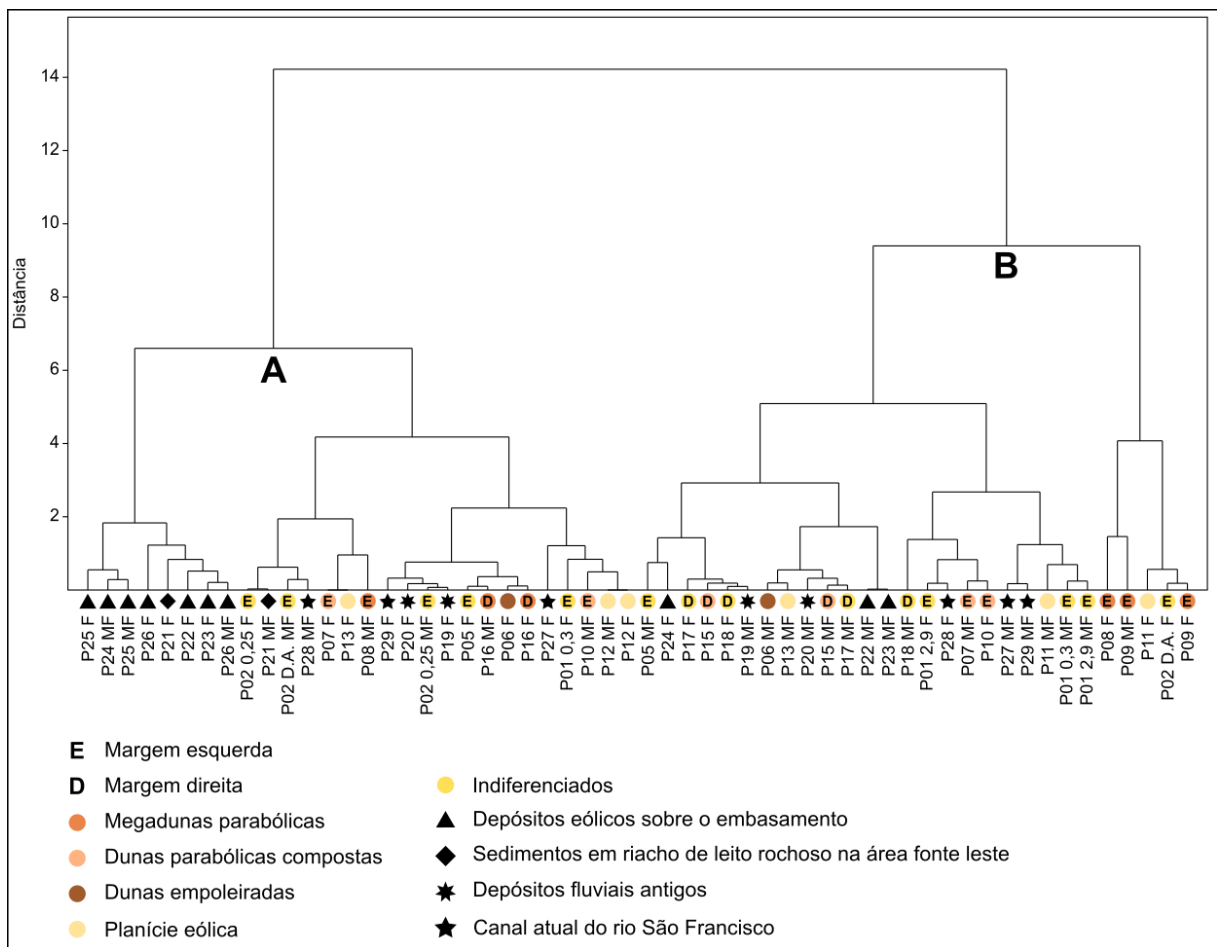


Figura 39: Análise de agrupamento das variedades de morfologia da turmalina.

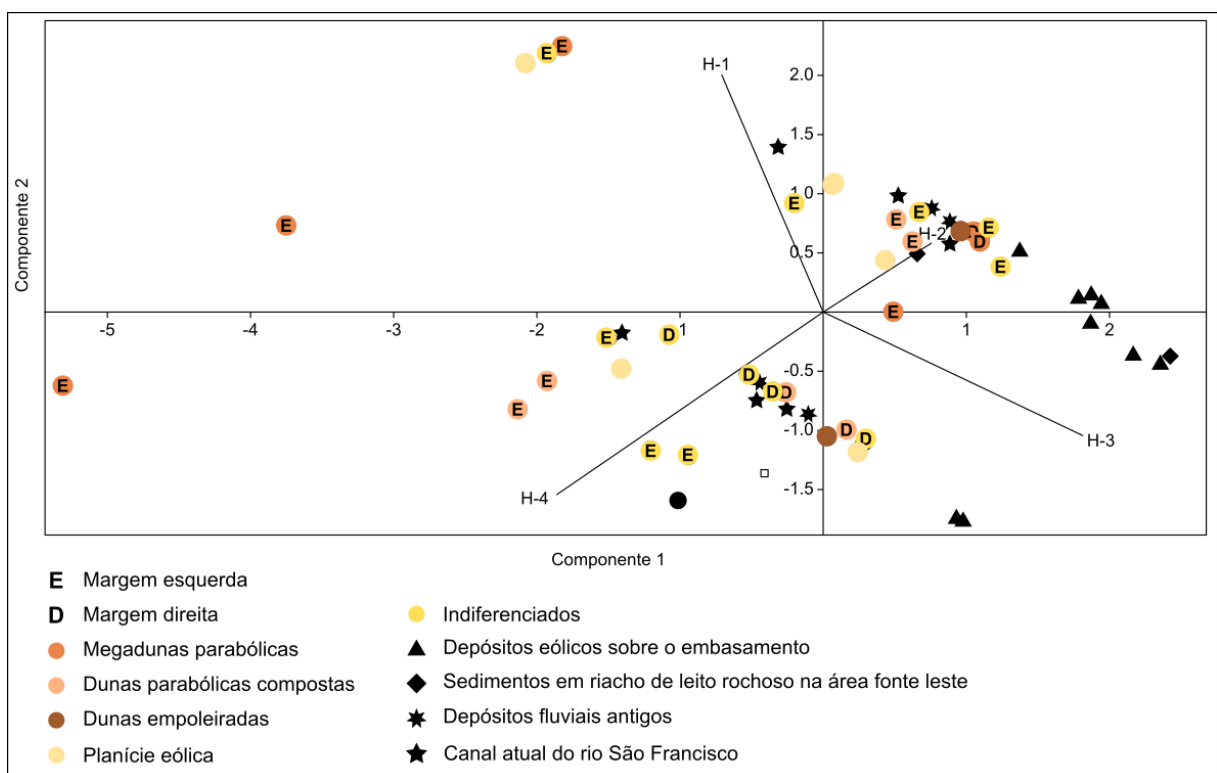


Figura 40: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de morfologia da turmalina.

Quanto ao zircão, foram feitas as mesmas análises estatísticas empregadas na turmalina. Com as análises de agrupamento (Figura 41) e de componentes principais (Figura 42) das variedades morfológicas do zircão nota-se que as amostras dos depósitos eólicos de ambas as margens tendem a se agrupar, assim como amostras dos depósitos eólicos sobre o embasamento. Assim como para as outras análises de agrupamento realizadas, esta também indica separação entre as amostras das granulações areia muito fina e areia fina.

Os *blox plots* de frequências das variedades de morfologia do zircão (Figura 32) mostram separação entre as amostras dos depósitos eólicos indiferenciados sobre o embasamento e as da calha do rio São Francisco. Enquanto nas primeiras predominam zircões anédricos subangulosos a angulosos, na calha do rio a maior parte dos zircões é anédrica moderadamente a bem arredondada. Os grãos transportados como carga de fundo no rio sofrem desgaste e arredondamento devido à abrasão, e a presença marcante de grãos subangulosos a angulosos nos depósitos eólicos sobre o embasamento pode ser entendida como resultado do curto percurso entre a área fonte e a deposição. Entretanto, ainda que estes depósitos possuam grãos de zircão majoritariamente anédricos subangulosos a angulosos, a presença das variedades moderadamente a bem arredondadas é significativa (entre 26 a 42% de frequência de ocorrência), e devido ao caráter metassedimentar da área fonte (Grupo Chapada Diamantina).

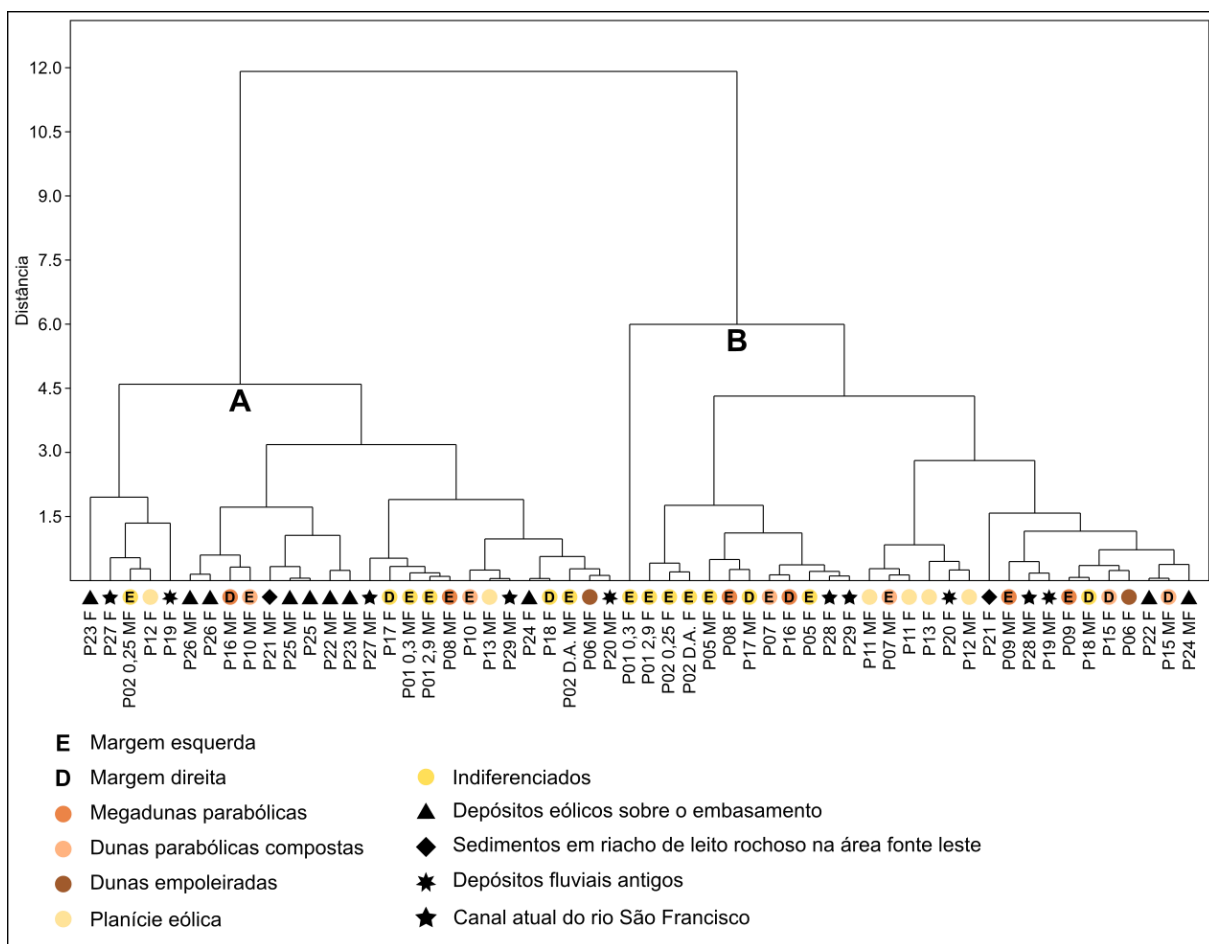


Figura 41: Análise de agrupamento das variedades de morfologia do zircão.

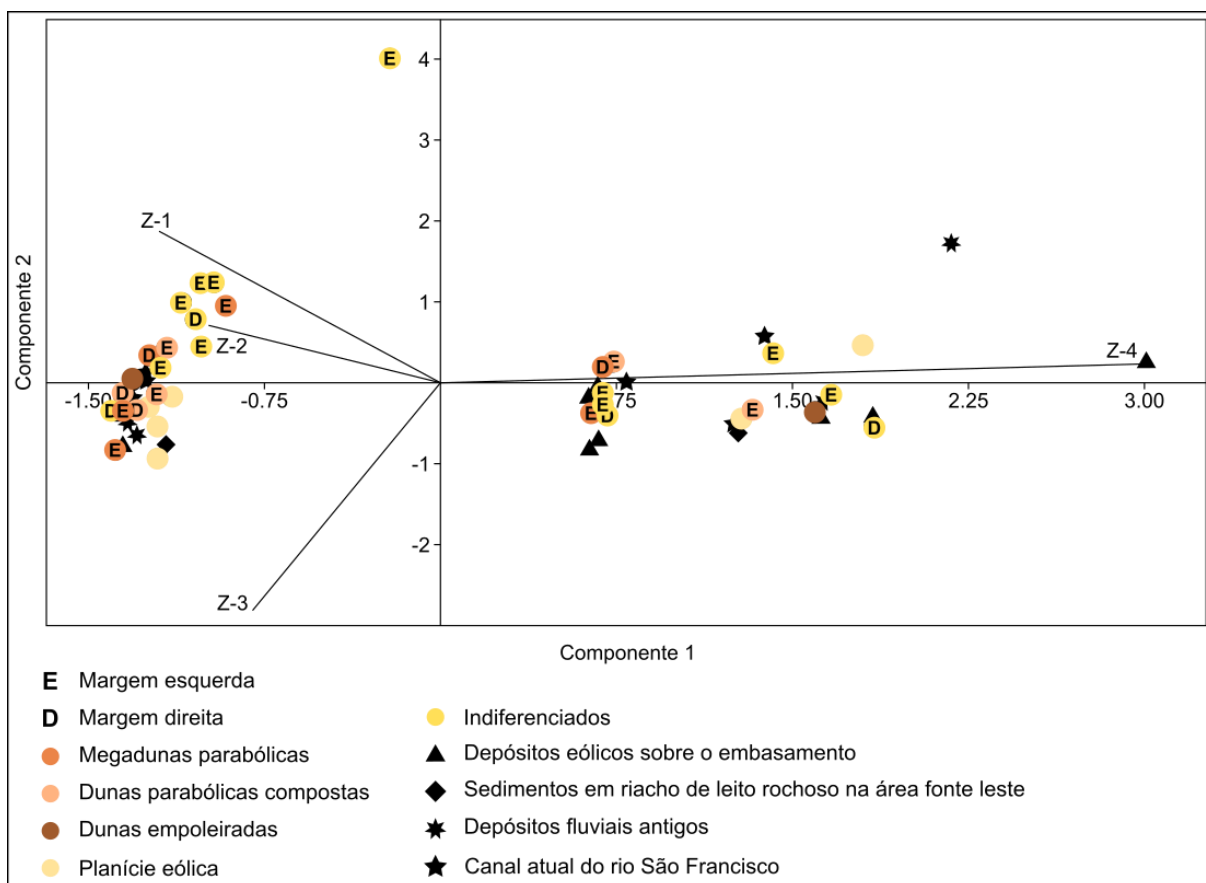


Figura 42: Gráfico de dispersão dos componentes principais e de peso das variáveis de morfologia do zircão.

Os índices TZi e RZi não apresentam grandes variações nos depósitos analisados, indicando que não houve modificações na seleção hidráulica e proveniência sedimentar dos sedimentos estudados.

6.1.3 Campo de Dunas da Margem Esquerda

As análises do padrão eólico regional durante o Quaternário e de minerais pesados apontam para o rio São Francisco como principal fonte dos sedimentos do campo de dunas da margem esquerda, conforme concluído por Barreto & Suguio (1993). Na região, o rio São Francisco possui descarga média de 2.500 m³/s, e, no período entre 1986 e 1999, a carga sólida média diária de sedimentos em suspensão na estação Morpará (localizada a sul da área de estudo) foi estimada em 36.692 toneladas/dia (LIMA *et al.*, 2001) (Figura 43). Em termos de sedimentos de fundo, cerca de 90% são areia média, porém existe certa variabilidade lateral, com presença de sedimentos mais grossos (matações) nas regiões próximas às margens (CIDREIRA, 2014), e os valores de descarga sólida de fundo variam entre 400 a 4.500

toneladas/dia (PLANVASF, 1986).

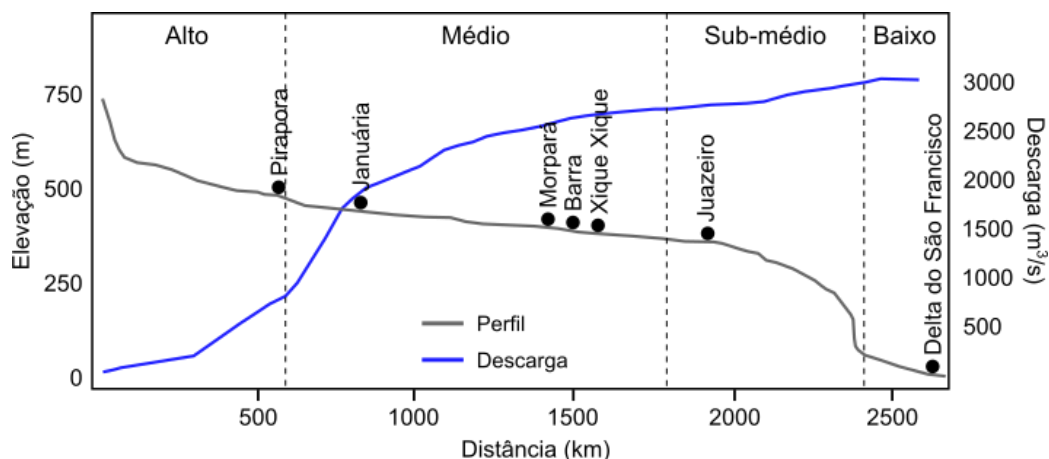


Figura 43: Perfil longitudinal do rio São Francisco (modificado de Mescolotti *et al.*, 2021).

A área do campo de dunas na margem esquerda é de aproximadamente 7.700 km² e, considerando a espessura média de areia de 70 m, o volume estimado de areia contido no sistema eólico é cerca de 539×10^9 m³. Na estação fluviométrica de Morpará a descarga sólida de fundo média foi estimada em 496.806 m³/ano. Assim, pressupondo que o rio São Francisco é a única fonte dos sedimentos, e levando em conta somente a carga de fundo (e esta seria constante), seriam necessários cerca de 1,1 Ma para que o rio fornecesse o volume de sedimentos necessário para a construção do campo de dunas. Isto considerando que toda a carga de fundo do rio seria disponibilizada para o sistema eólico. Embora os cálculos sejam aproximados, isso descarta a hipótese de que os sedimentos tenham sido transportados diretamente do rio para o campo de dunas uma vez que este campo possui atividade eólica desde, pelo menos, o Pleistoceno Médio (aproximadamente 247 ka, MESCOLOTTI, 2021). Uma hipótese é que os principais períodos de atividade eólica estão relacionados não somente ao clima árido, mas também aos períodos de agradação fluvial (MESCOLOTTI, 2021). Assim como a mineralogia dos terraços fluviais é similar à do rio e também possui semelhanças com o campo de dunas da margem esquerda (Figuras 33, 34 e 35). Estes terraços parecem ter atuado como estocagem temporária para os sedimentos e, em condições climáticas favoráveis e de menor vazão do rio São Francisco, fornecido grande volume de sedimentos.

6.1.4 Campo de Dunas da Margem Direita

Já na margem direita, o campo de dunas encontra-se em contato com as

rochas do Grupo Chapada Diamantina, de idade mesoproterozoica. As análises de minerais pesados e de variedades de turmalina e zircão mostram que é possível estabelecer uma relação entre amostras deste campo de dunas com amostras de depósitos eólicos indiferenciados que ocorrem sobre as rochas do Grupo. Assim como a presença marcante de variedades de turmalina e zircão anédricos subangulosos e angulosos neste campo de dunas leva a crer que a distância percorrida pelos sedimentos entre a área fonte e a deposição não foi longa. Apesar disso, os campos de dunas das diferentes margens possuem mais semelhanças que diferenças. Uma hipótese seria que as rochas dos grupos Chapada Diamantina e Paraguaçu, assim como os terraços fluviais, atuaram como fontes sedimentares. O Lago de Itaparica e a região a sul dela são zonas deflacionárias que parecem ter fornecido sedimentos para o campo de dunas a oeste, também considerando o padrão eólico regional (Figura 12). Imagens de satélite anuais, de 2016 a 2020, mostram que o lago passa por períodos de cheia e de seca. Nos períodos de seca ainda mais sedimentos ficam disponíveis para o transporte eólico (Figura 44).

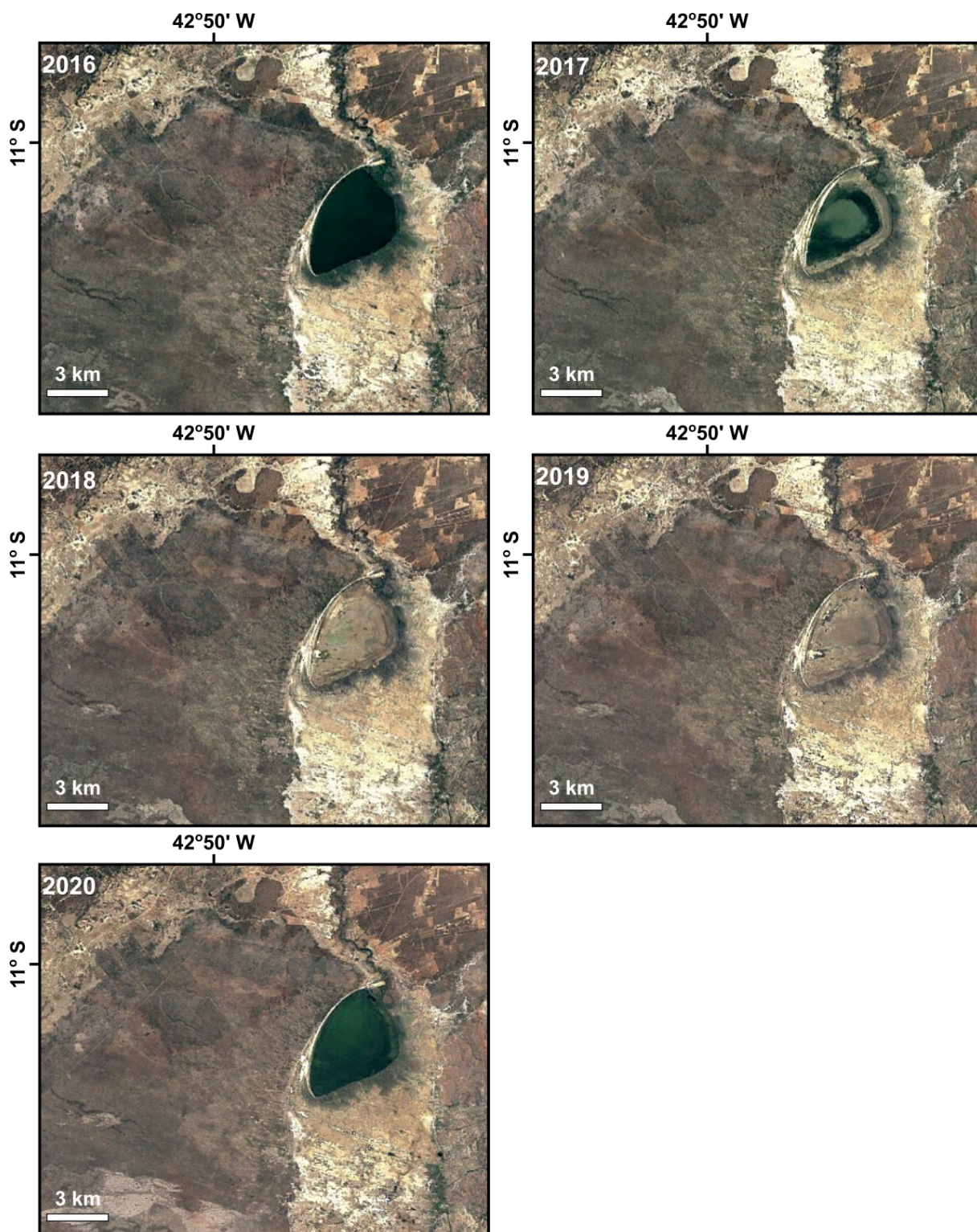


Figura 44: Períodos de cheia e de seca do Lago de Itaparica. Imagem de satélite: fonte Google Earth Pro, cor natural, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020.

As rochas dos Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina apresentam metamorfismo de baixo grau, atingindo no máximo a fácies xisto verde, com preservação das estruturas sedimentares primárias (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984).

O caráter metassedimentar da área fonte é evidenciado pela presença de estauroлита, cianita e sillimanita na assembleia de minerais pesados e pelo predomínio (na maior parte das amostras) de grãos arredondados de turmalina e zircão.

A presença marcante de turmalina e zircão pode ser atribuída a rochas fontes regionais, como os terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos do embasamento do Cráton São Francisco (BARRETO, 1996). Destes terrenos, o que possui maior abrangência regional é o Complexo Paramirim, e são relatados veios hidrotermais de turmalina e quartzo nas rochas do complexo e em suas encaixantes, como a Unidade Boquira, pertencente ao Complexo Boquira (INDA & BARBOSA, 1978). Também é relatada uma atividade vulcânica ácida, caracterizada na forma de diques e *sills* basálticos ou andesíticos cortando as formações Açuruá, Mangabeira (Grupo Paraguaçu), Tombador e Caboclo (Grupo Chapada Diamantina) (LOUREIRO *et al.*, 2008), além de uma posterior intrusão de rochas básicas no Supergrupo Espinhaço e seu embasamento (SCHOBENHAUS, 1996). Estas rochas ígneas, além das rochas do Complexo Paramirim, podem ter contribuído como fontes.

6.2 Sistemas de Rotas Sedimentares

Os resultados da análise granulométrica demonstraram que, predominantemente, as amostras se classificam como areia média, e, em parte delas, se observa cauda de sedimentos finos (silte e argila, com predominância de silte) (Figura 21), resultado de processos pós-deposicionais. Comparando-se os depósitos eólicos das margens esquerda e direita, não existem diferenças entre o parâmetro diâmetro médio, com exceção do P12. O P12 possui duas modas de granulometria, a primeira (e mais significativa) de areia grossa e a segunda, com menor expressão, de areia fina a média. Esse ponto está localizado geograficamente próximo à Serra do Estreito (Figura 15) e a moda expressiva de areia grossa pode estar relacionada a esse fato, sendo um resultado de drenagens sazonais. Os depósitos eólicos sobre o embasamento possuem distribuição granulométrica similar à dos depósitos eólicos da margem direita.

O grau de seleção é, na maior parte das vezes, moderado a pobre, com assimetria levemente positiva. Na margem direita os depósitos possuem pior grau de seleção se comparados aos depósitos da margem esquerda. Isso pode ser explicado pela origem dos sedimentos da margem esquerda, que é tida como o rio São Francisco por Barreto & Suguio (1993) e Barreto (1996), uma vez que sedimentos que

sofreram transporte fluvial tendem a ser melhor selecionados devido ao tempo e à distância do transporte. Já na margem direita, o grau de seleção mais baixo pode ser entendido como consequência da proximidade entre o campo de dunas e o embasamento neoproterozoico (uma das fontes principais destes sedimentos). Como os sedimentos são transportados por curtas distâncias não há tempo suficiente para melhor selecionamento dos grãos. Assim como a presença de depósitos deflacionários na região da Lagoa de Itaparica, o que também piora a seleção. Os dados das análises de variedades de morfologia de turmalina e zircão também corroboram esta hipótese.

Quanto à mineralogia, em todos os depósitos analisados a assembleia de minerais pesados é homogênea, predominando espécies minerais ultraestáveis (turmalina e zircão) e estáveis (estauroлита), o que indica a alta maturidade mineralógica dos sedimentos. Especialmente os depósitos eólicos sobre o embasamento possuem mineralogia pouco diversa. Embora alguns depósitos eólicos possuam mineralogia (em termos proporcionais) mais variada, como as dunas parabólicas compostas e as empoleiradas, o índice RZi (Figura 27) não apresenta variações consideráveis, o que indica que as fontes sedimentares provavelmente não mudaram ao longo do tempo.

Nas megadunas parabólicas, em ambas as margens, os parâmetros granulométricos e mineralógicos não possuem grandes variações temporais e espaciais, e sua deposição se iniciou por volta de 32.7 ± 3.1 ka (ou antes) e a migração se deu até aproximadamente 18 ka, quando houve um evento de estabilização. Este evento possivelmente foi causado por um clima mais úmido, e é evidenciado pela presença de paleossolo com raízes cimentadas por carbonato de cálcio (MESCOLOTTI, 2021), processo pós deposicional que piora seleção granulométrica pela formação de horizontes ricos em frações finas (silte e argila).

Em 16.8 ± 3.5 ka todos os depósitos eólicos se tornaram ativos novamente, e as dunas parabólicas compostas começaram a se formar após as megadunas, uma vez que estão sobrepostas, e formam aglomerados em seus narizes (MESCOLOTTI, 2021). As dunas compostas possuem parâmetros diversos, não sendo possível observar alguma correlação entre idade e variação granulométrica.

Na planície eólica as amostras datadas indicam que sua deposição se deu

entre 14.0 ± 2.1 (ou antes) e 6.5 ± 0.7 ka.

As dunas empoleiradas são a geração de dunas mais recente (entre 13.7 ± 1.2 e 1.1 ± 0.2 ka) e são observadas somente no campo de dunas da margem esquerda. Possuem granulação areia fina a média, os principais minerais pesados encontrados são estauroлита e turmalina, e predominam grãos de turmalina e zircão moderadamente a bem arredondados. Estas dunas escalam outras dunas e megadunas mais antigas assim como os depósitos indiferenciados.

Os depósitos eólicos indiferenciados na margem esquerda ocorrem próximos à margem do rio (Figura 15) e neles encontra-se a idade mais antiga (246.9 ± 19.3 ka), composta de areia fina pobremente selecionada, sendo que as outras idades de deposição na margem esquerda variam entre 41.3 ± 3.6 e 11.5 ± 3.7 ka. O depósito mais antigo (P05) apresenta pouca diversidade mineralógica, com predomínio de minerais ultraestáveis e estáveis, enquanto os outros depósitos indiferenciados na margem esquerda possuem mineralogia mais diversa e presença de espécies moderadamente instáveis e instáveis. O enriquecimento de minerais ultraestáveis e estáveis no P05 pode ser entendido como resultado de um maior tempo de intemperismo e diagênese, que causam a perda de espécies menos resistentes. Já na margem direita há somente uma datação (54.3 ± 7.8), e a granulometria varia entre areia fina a média. Os principais minerais pesados nesta margem são turmalina e zircão

Por último, os depósitos eólicos indiferenciados sobre o embasamento não foram datados e possuem parâmetros granulométricos diversos, variando de areia fina a muito grossa. São os depósitos com a menor diversidade mineralógica e há predomínio expressivo de turmalina e zircão. Diferente dos outros depósitos eólicos, nestes depósitos a maior parte dos grãos de turmalina e zircão são subangulosos a angulosos. Este fato, assim como a maioria de grãos de zircão subangulosos a angulosos no P15, dá a entender que a distância percorrida pelos sedimentos entre a área fonte e sua deposição não foi longa.

Em ambas as margens, os terraços fluviais (alto e baixo, MESCOLOTTI *et al.*, 2021) parecem ter atuado como fonte para os sedimentos. Estes terraços agiram como estocagem para os sedimentos fluviais (*long-term sinks*, ALLEN & HELLER, 2011) e, em condições de clima mais árido e de menor vazão do rio São Francisco, serviram como importante fonte sedimentar. As datações OSL (MESCOLOTTI, 2021; MESCOLOTTI *et al.*, 2021) permitem correlacionar os períodos de atividade eólico

com as fases de aggradação fluvial (Figura 45). Os depósitos eólicos de idade 60-30 ka são síncronos aos depósitos do terraço baixo. As megadunas iniciaram sua deposição ainda durante um evento de incisão e de baixa disponibilidade sedimentar do rio (MESCOLOTTI, 2021), portanto os terraços possivelmente forneceram a maior parte dos sedimentos para a geração destas feições eólicas. O desenvolvimento das dunas parabólicas compostas se iniciou posteriormente, também devido ao retrabalhamento dos depósitos fluviais. Já os depósitos eólicos de idade entre 15 e 5 ka são parcialmente contemporâneos com o cinturão de meandros recentes. Portanto, os eventos de estabilização (aproximadamente 18 e 5 ka) parecem estar relacionados não somente à umidade, mas também ao baixo aporte sedimentar durante períodos de incisão fluvial (MESCOLOTTI, 2021).

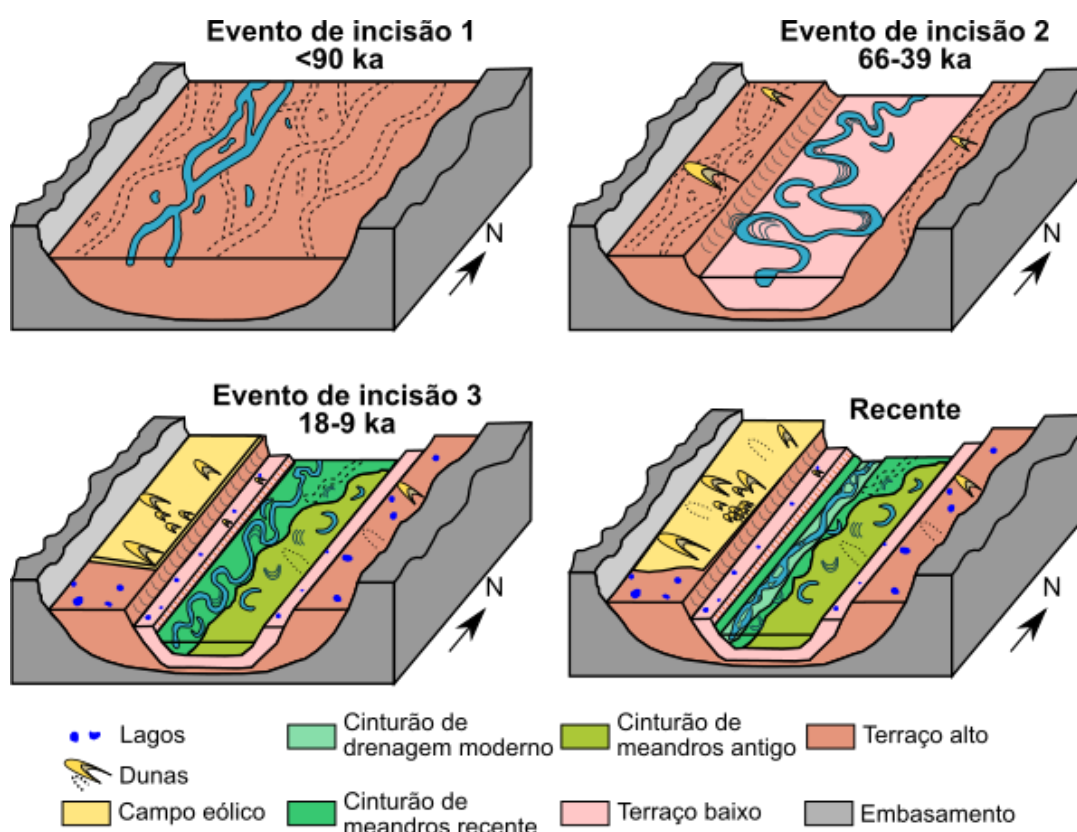


Figura 45: Modelo esquemático da evolução geomorfológica e sedimentar na região do sistema eólico de Xique Xique durante o Quaternário tardio (modificado de Mescolotti *et al.*, 2021).

A análise estatística demonstra que as amostras dos campos eólicos das diferentes margens possuem mais semelhanças do que diferenças. As semelhanças podem ser explicadas se considerarmos que os terraços fluviais forneceram grande parte dos sedimentos necessários para a construção dos campos eólicos, através do

retrabalhamento eólico. As diferenças podem ser entendidas como resultado da presença do embasamento neoproterozoico (Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina) a leste do campo de dunas da margem direita. Devido às similaridades mineralógicas entre as amostras deste campo e as dos depósitos eólicos sobre o embasamento, assim como a análise de variedades morfológicas de turmalina e zircão, pode-se considerar que o embasamento atuou como importante fonte sedimentar para o campo de dunas nesta margem (Figura 46). A presença de grãos de estauroлита com feições de dissolução, e de outros minerais corroídos (como hornblenda e diopsídio) indica que os sedimentos sofreram intemperismo químico e diagênese durante sua permanência nos terraços. Considerando que as eventuais feições de dissolução herdadas das rochas metassedimentares tenham sido destruídas no transporte até os terraços. Porém, o tempo decorrido entre a estocagem temporária nos terraços e o transporte eólico não foi longo, uma vez que são encontrados minerais pesados instáveis e moderadamente instáveis (diopsídio, sillimanita, cianita e hornblenda; MORTON & HALLSWORTH, 2007).

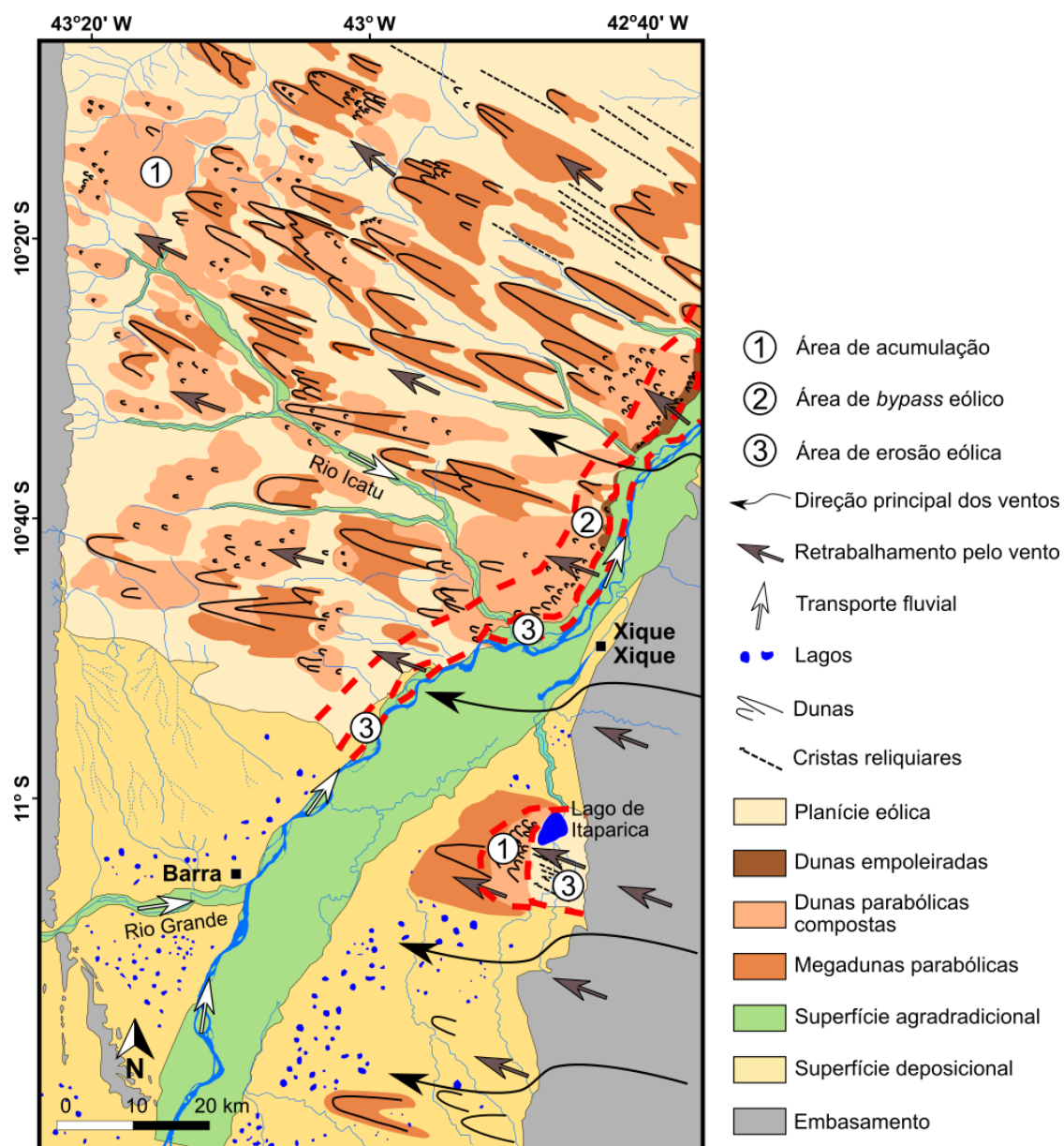


Figura 46: Modelo esquemático do sistema de rotas sedimentares para o campo de dunas de Xique Xique (mapa geomorfológico modificado de Mescolotti, 2021).

7. Conclusões

A análise de minerais pesados como indicadores de proveniência sedimentar no sistema eólico de Xique Xique se mostrou uma boa ferramenta, uma vez que mostram que os sedimentos dos campos de dunas das diferentes margens do rio São Francisco, apesar da barreira geográfica imposta pelo rio, possuem mais similaridades do que diferenças. Em ambas as margens os terraços fluviais atuaram como fonte principal dos sedimentos.

Porém, existem semelhanças entre as amostras da calha atual do rio e as do campo de dunas da margem esquerda, o que indica que, nesta margem, o rio pode ter atuado diretamente como fonte sedimentar. Apesar dos cálculos descartarem a hipótese de que os sedimentos em sua totalidade foram transportados diretamente do rio para o sistema eólico, o rio pode ser considerado uma fonte subordinada. A presença quase homogênea de grãos de turmalina e zircão moderadamente a bem arredondados apoia a hipótese de que os sedimentos sofreram transporte fluvial e, conseqüentemente, abrasão mecânica, promovendo o arredondamento das arestas.

Já na margem direita, as análises indicam que os metassedimentos dos grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, além dos terraços fluviais, contribuíram como fonte dos sedimentos eólicos. Além disso, a grande incidência de grãos de turmalina e zircão subangulosos a angulosos atesta que o transporte dos sedimentos entre a área fonte e sua deposição não foi longa. Assim como a presença dos depósitos eólicos sobre o embasamento, que são mineralogicamente semelhantes ao campo de dunas desta margem. A alta quantidade de zircão e turmalina pode ser atribuída ao embasamento do Cráton São Francisco (principalmente o Complexo Paramirim devido à sua distribuição regional), veios hidrotermais e rochas ígneas intrusivas e extrusivas relacionadas ao Supergrupo Espinhaço.

Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A. O Pantanal mato-grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 50, p. 9-57. 1988.
- AB'SABER, A. O paleodeserto de Xique-Xique. **Estudos Avançados-20**, p. 301-308. 2006.
- ALLEN, P. A. From landscapes into geological history. **Nature**, v. 451, n. 17, p. 274-276. 2008.
- ALLEN, P. A.; HELLER, P. L. Dispersal and preservation of tectonically generated alluvial gravels in sedimentary basins. In: BUSBY, C.; AZOR, A. (Eds). **Tectonics of sedimentary basins: recent advances**. Wiley-Blackwell, Oxford, p. 11-130, 2011.
- ALMEIDA, F. F. O Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 348-367. 1977.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728. 2013.
- ANA – Agência Nacional de Águas. **A evolução da gestão dos recursos hídricos do Brasil**. Brasília: ANA, 2002. 64 p.
- ANDÒ, S.; GARZANTI, E. PADOAN, M.; LIMONTA, M. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: a catalog for optical analysis. **Sedimentary Geology**, v. 280, p. 165-178. 2012.
- ANTON, D.; VINCENT, P. Parabolic dunes of the Jafurah Desert, Eastern Province, Saudi Arabia. **Journal of Arid Environments**, v. 11, n. 3, p. 187-198. 1986.
- ARCANJO, J. B. A.; VARELA, P. H. L.; MARTINS, A. A. M.; LOUREIRO, H. S. C.; NEVES, J. P. (Orgs.) **Projeto Vale do Paramirim**. Salvador: CPRM, 2000. 166 p.
- ARMITAGE, J. J.; JONES, T. D.; DULLER, R. A.; WHITTAKER, A. C.; ALLEN, P. A. Temporal buffering of climate-driven sediment flux cycles by transient catchment response. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 369, p. 200-210. 2013.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, Central-West Brazil.

Quaternary International, v. 144, p. 23-34. 2004.

ASSINE, M. L.; MERINO, E. R.; PUPIM, F. N.; MACEDO, H. A.; SANTOS, M. G. M. The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 475-489. 2015.

BARBOSA, L. M.; DOMINGUEZ, J. M. L. Coastal dunes fields at the São Francisco River strandplain, northeastern Brazil: morphology and environmental controls. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, p. 443-456. 2004.

BARRETO, A. M. F. **Estudo morfológico e sedimentológicos da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia**. 1993. 98 f. Dissertação (Mestrado em) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1993.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação paleoambiental do Sistema de dunas fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia**. 1996. 174 f. Tese (Doutorado em) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1996.

BARRETO, A. M. F. & SUGUIO, K. Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS QUATERNÁRIOS, 4, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...**, São Paulo: ABEQUA, p. 11. 1993.

BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P. E.; TATUMI, S. H. Campos de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco, BA: Marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, v. 56, p. 223-231. 2002.

BARTORELLI, A.; ASSINE, M. L.; PIRES NETO, A.; AB'SABER, A. Dunas do Jalapão: uma paisagem insólita no interior do Brasil. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A.; MANTESSO NETO, V.; CARNEIRO, C. D. R.; LISBOA, M. B. A. L. (Orgs.) **A obra de Aziz Nacib Ab'Saber**. Beca-BALL edições, São Paulo, p. 569-582. 2010.

BEHLING, H. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 5, p. 241-246. 1996.

- BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the *Araucaria* forest and campos region from Serra Campos Gerais Paraná State (south Brazil). **Review of Paleobotany and Palynology**, v. 97, n. 1-2, p. 109-121. 1997.
- BOMFIM, L. F. C.; PEDREIRA, A. J.; MORAIS FILHO, J. C. R.; GUIMARÃES, J. T.; TESCH, N. A. **Projeto Bacia do Irecê: relatório final**. Salvador: CPRM, 3 v. 1985.
- BOMFIM, L. F. C.; KRUG, L.; NOLASCO, M. C. Roteiro de excursão geológica Chapada Diamantina Central – Geologia e Recursos Minerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador: SBG. 1996. 15 p.
- BONNET, S.; CRAVE, A. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climate uplift of topography. **Geology**, v. 31, p. 123-126. 2003.
- BRANNER, J. C. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. **American Journal of Science**, v. 30, n. 179, p. 335-343. 1910.
- BRAUN, E. H. G. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante da planície quaternária do Pantanal. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 39, p. 164-180. 1977.
- BRITO NEVES, B. B.; LEAL, A. S. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 4. **Atas...** Recife: SBG. 1968.
- CABRAL, C. J. **Caracterização paleoclimática e paleoambiental do campo de dunas de Petrolina em Pernambuco: um subsídio para a reconstrução do Submédio São Francisco**. 2014. 153 f. Dissertação (Mestrado em) – Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Recife, 2014.
- CARACCILOLO, L. Sediment generation and sediment routing systems from a quantitative provenance analysis perspective: review, application and future development. **Earth-Science Reviews**, v. 209, p. 1-28. 2020.
- CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H.; ROSIQUE, T. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene-Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 205-209. 2002.
- CARVAJAL, C. R.; STEEL, R. J. Thick turbidite successions from supply-dominated

shelves during sea-level highstands. **Geology**, v. 34, p. 665-688. 2006.

CASTELLTORT, S.; VAN DEN DRIESCHE, J. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? **Sedimentary Geology**, v. 157, p. 3-13. 2003.

CASTRO, M. R. **Estratigrafia de sequências na Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Bahia**. 2003. 141 f. Tese (Doutorado em) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2003.

CAWOOD, P. A.; NEMCHIN, A. A.; STRACHAN, R. A.; PRAVE, A. R.; KRABBENDAM, M. Sedimentary basin and detrital zircon record along East Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. **Journal of the Geological Society**, v. 164, p. 257-275. 2007.

CECIL, C. B.; DULONG, F. T. Precipitation models for sediment supply in warm climates. In: CECIL, C. B.; EDGAR, N. T. (Eds.). **Climate controls on stratigraphy**. SEPM Special Publication, v. 77, pp. 21-27. 2003.

CHIAVEGATTO, J. DARDENNE, M. A. Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 9, Ouro Preto, **Anais...**, Ouro Preto: SBG, p. 81-82. 1997.

CIDREIRA, M. A. S. **Efeito do fundo móvel em medições acústicas no trecho sub médio do rio São Francisco**. 2014. 128 f. Dissertação (Mestrado em) – Universidade Federal da Bahia, Escola Politécnica, Salvador, 2014.

COLINVAUX, P. A.; OLIVEIRA, P. E.; MORENO, J. E.; MILLER, M. C.; BUSH, M. B. A long pollen record from Lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 274, p. 85-88. 1996.

COLINVAUX, P. A.; OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 141-169. 2000.

CORFU, F.; HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O.; KINNY, P. Atlas of zircon textures. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 469-500. 2003.

COSTA, L. A. M.; SILVA, W. G. **Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico**. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1980. 374 p.

COVAULT, J. A.; NORMARK, W. R.; ROMANS, B. W.; GRAHAM, S. A. Highstand fans in the California Borderland: the overlooked deep-water depositional systems. **Geology**, v. 35, p. 783-786. 2007.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v. 2, p. 210-214. 2009.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, **Anais...**, Recife: SBG, v. 2, p. 597-610. 1978.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; DOS SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J. O. S. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, p. 227-332. 2003.

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology**, v. 203, n. 1-2, p. 43-56. 2004.

DOMINGUES, A. J. P. Contribuição a geologia do sudeste da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 10, p. 255-287. 1948.

DOMINGUEZ, J. M. L. As coberturas plataformais do Proterozoico Médio e Superior. In: BARBOSA, J. F. S.; DOMINGUEZ, J. M. L. (Eds). **Geologia da Bahia**. Salvador: SGRM- UFBA-FAPEX, p. 103-125. 1996.

FERREIRA, B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno,

Pernambuco, nordeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, v. 25, p. 363-378. 2013.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazo River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-26. 1957.

GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II. Application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 73, p. 143-154. 1989.

GARZANTI, E.; ANDÒ, S. Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. In: MANGE, M.; WRIGHT, D. (Eds). **Heavy minerals in use**. Developments in Sedimentology. Elsevier Amsterdam, v. 58, p. 517-545. 2007.

GARZANTI, E.; ANDÒ, S. Heavy minerals for junior woodchucks. **Minerals**, v. 9, p. 1-25. 2019.

GARZANTI, E.; ANDÒ, S.; VEZZOLI, G. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 277, p. 422-432. 2009.

GIANNINI, P. C. F.; ASSINE, M. L.; BARBOSA, L. M.; BARRETO, A. M. F.; CARVALHO, A. M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L. P.; MARTINHO, C. T.; PEULVAST, J. P.; SAWAKUCHI, A. O. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e continentais. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds). **Quaternário do Brasil**. Holos, Ribeirão Preto, pp. 235-257. 2005.

GIANNINI, P. C. F.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Ambientes eólicos. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. (Orgs.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. Beca, São Paulo, pp. 72-101. 2008

GOODBRED JR., S. L.; KUEHL, S. A. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta. **Sedimentary Geology**, v. 133, p. 227-248. 2000.

GOUDIE, A. S. Parabolic dunes: distribution, form, morphology and change. **Annals of Arid Zone**, v. 50, n. 3-4, p. 1-7. 2011.

GOUDIE, A. S.; WELLS, G. L. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. **Earth-Science Reviews**, v. 38, p. 1-69. 1995.

GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; DEWITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Weakening of northeast trade winds during the Heinrich stadial 1 event recorded by dune field stabilization in tropical Brazil. **Quaternary Research**, v. 88, n. 3, p. 1-13. 2017.

GUIMARÃES, J. T. Neoproterozoic glaciation record on the central part of São Francisco Craton, North-East Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, **Abstracts...**, Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD-ROM. 2000.

GUIMARÃES, J. T. (Org.). **Projeto Ibitiara-Rio de Contas: estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2005. 193 p.

GUIMARÃES, J. T.; ALCKMIN, F. F.; CRUZ, S. C. P. Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: BARBOSA, J. S. F.; MASCARENHAS, J. F. M.; CORRÊA-GOMES, L. C.; DOMINGUES, J. M. L. (Eds.). **Geologia da Bahia. Pesquisa e atualização dos dados**. Salvador: CBPM, v. 2, p. 33-86. 2012.

HACK, J. T. Dunes of the Western Navajo Country. **Geographical Review**, v. 31, n. 2, p. 240-263. 1941.

HALFEN, A. F.; FREDLUND, G. G.; MAHAN, S. A. Holocene stratigraphy and chronology of the Casper Dune Field, Casper, Washington, USA. **The Holocene**, v. 20, n. 5, p. 773-783. 2010.

HART, A. T.; HILTON, M. J.; WAKES, S. J.; DICKINSON, K. J. M. The impact of *Ammophila arenaria* foredune development on downwind aerodynamics and parabolic dune development. **Journal of Coastal Research**, v. 28, n. 1, p. 112-122. 2012.

HAWKESWORTH, C.; DHUIME, B.; PIETRANIK, A.; CAWOOD, P.; KEMP, T.; STOREY, C. The generation and evolution of the continental crust. **Journal of the Geological Society**, v. 167, p. 229-248. 2010.

HESP, P. A. The Manawatu dunefield: environmental change and human impacts. **New Zealand Geographer**, v. 57, n. 2, p. 33-40. 2001.

HESP, P. A. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. **Geomorphology**, v. 48, n. 1-3, 245-268. 2002.

HESP, P. A.; WALKER, I. J. Aeolian environments: coastal dunes. In: SHRODER, J.; LANCASTER, N.; SHERMAN, D. J.; BAAS, A. C. W. (Eds.). **Aeolian geomorphology**. Treatise on Geomorphology, v. 11. Academic Press, San Diego, pp. 328-355. 2013.

HILBERT, N. N.; GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F. Morphologic and sedimentologic patterns of active aeolian dune-fields on the east coast of Maranhão, northeast Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 1, p. 87-97. 2016.

INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. F. **Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000**. Salvador: CPM-SME BA/CBPM, 1978. 137 p.

JARDIM DE SÁ, E. F.; BARTELS, R. L.; BRITO NEVES, B. B.; McREATH, I. Geocronologia e modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. **Anais...**, Ouro Preto: SBG, p. 205-227. 1976.

JOHNSSON, M. J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: JOHNSSON, M. J.; BASU, A. (Eds.). **Processes controlling the composition of clastic sediments**. Geological Society of America, Special Paper, v. 284, p. 1-19. 1993.

KAUL, P. F. T. **Geologia da Quadrícula de Boquira**. Recife: SUDENE, 1970. 75 p.

KLAMMER, G. Die Paläowüste des Pantanal von Mato Grosso und die pleistozäne Klimageschichte der brasilianischen Randtropen. **Zeitschrift für Geomorphologie N.F.**, n. 26, p. 393-416. 1982.

KOCUREK, G. The aeolian rock record (yes, Virginia, it exists but it really is rather special to create one). In: GOUDIE, A. S.; LIVINGSTONE, I.; STOKES, S. (Eds.). **Aeolian Environments, Sediments and Landforms**. John Wiley & Sons, Ltd., p. 239-259. 1999.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K. G. Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. (Eds.). **Siliciclastic sequence**

stratigraphy. AAPG Mem., v. 58, p. 393-409. 1993.

KOCUREK, G.; LANCASTER, N. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. **Sedimentology**, v. 46, p. 505-515. 1999.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.107, n. 9, p. 1140-1153. 1979.

KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 56, n. 5, p. 457-465. 1978.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South America sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231. 1988.

LANDSBERG, S. Y. The orientation of dunes in Britain and Denmark in relation to wind. **The Geographical Journal**, v. 122, n. 2, p. 176-189. 1956.

LEAL, A. S. **Inventário hidrogeológico básico do nordeste**. Folha 19-Aracajú. NO. SUDENE. Série Hidrogeologia, v. 33, p. 1-157. 1970.

LEÃO, Z. M. A. N.; DOMINGUEZ, J. M. L. Plataformas carbonáticas pré-cambrianas: o exemplo da Fm. Salitre – Proterozoico Superior – Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, **Boletim de resumos expandidos...**, São Paulo: SBG, v. 2, p. 451. 1992.

LEEDER, M. R. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics. **Sedimentology**, v. 58, p. 2-56. 2011.

LIMA, J. E. F. W.; SANTOS, P. M. C.; CHAVES, A. G. M.; SCILEWSKI, L. R. **Diagnóstico do fluxo de sedimentos em suspensão na Bacia do rio São Francisco**. Planaltina: Empraba Cerrados; Brasília: ANEEL/ANA, 2001. 99 p.

LOUREIRO, H. S. C.; LIMA, E. S.; MACEDO, E. P.; BAHIENSE, J. B. A.; MORAES FILHO, J. C.; DAS NEVES, J. P.; GUIMARÃES, J. T.; TEIXEIRA, L. R.; ABRAM, M. B.; DOS SANTOS, R. A.; DE MELO, R. C. **Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos, Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2008. 183 p.

LOUREIRO, H. S. C.; BAHIENSE, I. C.; DAS NEVES, J. P.; GUIMARÃES, J. T.;

TEIXEIRA, L. R.; DOS SANTOS, R. A.; DE MELO, R. C. (Orgs.) **Geologia e recursos minerais da parte norte do Corredor de Deformação Paramirim (Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos)**. Salvador: CPRM, 2009. 126 p.

MALUSÀ, M. G.; RESENTINI, A.; GARZANTI, E. Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology. **Gondwana Research**, v. 31, p. 1-19. 2016.

MANGE, M. A.; MAURER, H. F. W. **Heavy minerals in colour**. Chapman and Hall, London, 1992. 147 p.

MANGE, M. A.; WRIGHT, D. T. High-resolution heavy mineral analysis (HRHMA): A brief summary. In: MANGE, M.; WRIGHT, D. (Eds.). **Heavy minerals in use**. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, v. 58, p. 433–436. 2007.

MARÍN, L.; FORMAN, S. L.; VALDEZ, A.; BUNCH, F. Twentieth century dune migration at the Great Sand Dunes National Park and Preserve, Colorado, relation to drought variability. **Geomorphology**, v. 70, n. 1-2, p. 163-183. 2005.

McKEE, E. D. Introduction to a study of global sand seas. IN: McKEE E. D. (Ed.). **A study of global sand seas**. Professional Paper, United States Geological Survey, v. 1052, p. 1-19. 1979.

MEDEIROS, R. A.; PEREIRA, C. P. Chapada Diamantina (São Francisco Basin). In: 14th INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, Recife, **Field Trip Guide Book...**, 5 p. 1994.

MERINO, E. R.; ASSINE, M. L. Hidden in plain sight: How finding a lake in the Brazilian Pantanal improves understanding of wetland hydrogeomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, p. 440-458. 2020.

MESCOLOTTI, P. C. **Planície fluvial e campo de dunas eólicas do médio rio São Francisco: cronologia de depósitos e sucessão de eventos geológicos durante o Quaternário no Brasil**. 2021. 140 f. Tese (Doutorado em) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2021.

MESCOLOTTI, P. C.; PUPIM, F. N.; LADEIRA, F. S. B.; SAWAKUCHI, A. O.; CATHARINA, A. S.; ASSINE, M. L. Fluvial aggradation and incision in the Brazilian tropical semi-arid: climate-controlled landscape evolution of the São Francisco River.

Quaternary Science Reviews, v. 263, 106977. 2021.

MOECHER, D. P.; SAMSON, S. D. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: implications for sedimentary provenance analysis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 247, n. 3-4, p. 252-266. 2006.

MORAES, L. C.; AMARAL, J. S. (Org.). **Diamante de Santo Inácio Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2001. 45 p.

MORAES FILHO, J. C. R. (Org.). **Coribe, folha SD.23-X-C-V: Estado da Bahia, escala 1:100.000**. Brasília: CPRM. 1997.

MORAES REGO, L. F. Reconhecimento Geológico da parte Occidental do Estadoda Bahia. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, v. 17, p. 33-54. 1926.

MORTON, A. C. Heavy minerals in provenance studies. In: ZUFFA, G. G. (Ed.). **Provenance of arenites**. Reidel, Dordrecht, p. 249-277. 1985.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. R. Identifying provenance-specific features of detrital heavy minerals assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 90, p. 241-256. 1994.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. R. Processes controlling the composition of heavy minerals assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 124, p. 3-29. 1999.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. R. Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. In: MANGE, M.; WRIGHT, D. (Eds.). **Heavy minerals in use**. Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, v. 58, p. 215–245. 2007.

OLIVEIRA, P. E. **A palynological record of late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil**. 1992. 476 f. Tese (Doutorado) – Ohio State University, Columbus. 1992.

OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holoceneclimatic and vegetacional history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology,Palaeoecology**, v. 152, p. 319-337. 1999.

PALOMARES, M; ARRIBAS, J. Modern stream sands from compound crystalline

sources; composition and sand generation index. In: JOHNSON, M. J.; BASU, A. (Eds.). **Processes controlling the composition of clastic sediments**. Geological Society of America Special Paper 284, pp. 313-322. 1993.

PEREIRA, S. B.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; RAMOS, M. M. Estudo do comportamento hidrológico do Rio São Francisco e seus principais afluentes. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 6, p. 615-622. 2007.

PLANVASF – Plano Diretor para o Desenvolvimento Integrado do Vale do São Francisco. **Diagnóstico sedimentológico na Bacia do São Francisco**. Brasília, 1986. 92 p.

PORCHER, C. A. **Geologia das Quadrículas Ipuíara e Oliveira dos Brejinhos, Bahia**. Recife: SUDENE, 1970. 62 p.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposits I – Conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C. A.; KENDALL, G. St. C. (Eds). **Sea-level changes: an integrated approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, pp. 109-124. 1988.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 23, n. 2, p. 117-119. 1953.

PRINS, M. A.; POSTMA, G.; WELTJE, G. J. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Makran continental slope. **Marine Geology**, v. 169, n. 3-4, p. 351-371. 2000.

PUPIM, F. N.; ASSINE, M. L.; SAWAKUCHI, A. O. Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: Channel patterns and paleoenvironmental changes. **Quaternary International**, v. 438, p. 108-125. 2017.

PYE, K. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. **Special Publications of International Association of Sedimentologists**, v. 16, p. 23-44. 1993.

REITZ, M. D.; JEROLMACK, D. J.; EWING, R. C.; MARTIN, R. L. Barchan-parabolic dune pattern transition from vegetation stability threshold. **Geophysical Research**

Letters, v. 37, n. 19. 2010.

RITTENHOUSE, G. Transportation and deposition of heavy minerals. **Geological Society of America Bulletin**, v. 54, p. 1725-1780. 1943.

ROCHA, A. J. D.; PEREIRA, C. P.; SRIVASTAVA, N. K. Carbonatos da Formação Caboclo (Proterozoico Médio) na região de Morro do Chapéu – Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 4, p. 389-398. 1992.

RODRIGUES, M. T. Lizards, snakes and amphisbaenians from the quaternary sand dunes of the middle Rio São Francisco, Bahia, Brazil. **Journal of Herpetology**, v. 30, n. 4, p. 513-523. 1996.

RODRÍGUEZ-LOPEZ, J. P.; CLEMMENSEN, L. B.; LANCASTER, N.; MOUNTNEY, N. P.; VERIGA, G. D. Archean to Recent Aeolian sand systems and their sedimentary record: current understanding and future prospects. **Sedimentology**, v. 61, n. 6, p. 1487-1534. 2014.

RUBEY, W. W. The size distribution of heavy minerals within a water-lain sandstone. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 3, p. 3-29. 1933.

SAMPAIO, A. R.; SANTOS, R. A.; ROCHA, A. J. D. (orgs.) **Jacobina, folha SC.24-Y-C; Estado da Bahia**. Texto explicativo. Brasília: CPRM. (PLGB-Projeto de Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais). 1995.

SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W. GIOVANINNI, C. A. Dunas gigantes e campos de areia. **Ciência Hoje (Paleoclimas da Amazônia)**, p. 22-25. 1993.

SANTOS, H. A.; POMPEU, P. S.; KENJI, D. O. L. Changes in flood regime of São Francisco River (Brazil) from 1940 to 2006. **Regional Environmental Change**, v. 12, p. 123-132. 2012.

SANTOS, A. Á. B.; CAMARGO, O.; BACK, A.; SILVA, F.; CATANI, F.; ESTANTE, F.; LIMA, G.; VIOLATO, G.; ARAÚJO, J.; ANDRADE, P.; FREITAS, R.; AMADO, G.; CAMERA P.; ANDRADE, T.; RAGNO, S.; ALENCAR, O.; ANDRADE, L.; DAYUBE, L.; ANDRADE FILHO, M.; TOFANELI, L. A.; OLIVEIRA, T. D.; NEVES, P. R. F. **Atlas eólico da Bahia**. Salvador: SECTI – SEINFRA – CIMATEC/SENAI, 96 p. 2013.

SANTOS, L. A.; LATRUBESSE, E. M. Aeolian mobility in the Middle São Francisco Dune Field, Northeast Brazil, as a response to Caatinga's droughts and land-use changes. **Geomorphology**, v. 393, n. 15, p. 107940. 2021.

SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; MARTINHO, C. T.; TANAKA, A. P. B. Grain size and heavy minerals of the Late Quaternary eolian sediments from the Imbituba-Jaguaruna coast, Southern Brazil: depositional controls linked to relative sea-level changes. **Sedimentary Geology**, v. 222, p. 226-240. 2009.

SCHOBENHAUS, C. F. **Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço - Bahia Central**. SUDENE - Recife, Série Geologia Regional 19, 1972. 91 p.

SCHOBENHAUS, C. F. **O Proterozoico Médio no Brasil com ênfase à região centro-leste: uma revisão**. 1993. 166 f. Tese (Doutorado) - Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, Geowissenschaftliche Fakultät, Freiburg im Breisgau, 1993.

SCHOBENHAUS, C. F. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 4, p. 265-276. 1996.

SCHOBENHAUS, C. F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G. R.; ASMUS, N. E. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília: MME/DNPM, 501 p. 1984.

SHARMAN, G. R.; SYLVESTER, Z.; COVAULT, J. A. Conversion of tectonic and climatic forcings into records of sediment supply and provenance. **Scientific Reports**, v. 9, 4115. 2019.

SILVA, M. E.; KARMANN, I.; TROMPETTE, R. Litoestratigrafia do Supergupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 2, p. 141-152. 1989.

SOUZA, J. D.; KOSIN, M.; MELO, R. C.; SANTOS, R. A.; TEIXEIRA, R. L.; SAMPAIO, A. R.; GUIMARÃES, J. T.; VIEIRA BENTO, R.; BORGES, V. P.; MARTINS, A. A. M.;

ARCANJO, J. B.; LOUREIRO, H. S. C.; ANGELIM, L. A. A. **Mapa geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1.000.000**. Salvador: CPRM. 2003.

SOUZA, A. S. **Estudo petrográfico e petrológico da Formação Tombador, Mesoproterozoico da Chapada Diamantina, Bahia**. 2017. 107 f. Dissertação (Mestrado em) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Natal, 2017.

STETLER, L. D.; GAYLORD, D. R. Evaluating eolian-climatic interactions using a regional climate model from Hanford, Washington (USA). **Geomorphology**, v. 17, n. 1-3, p. 99-113. 1996.

STEVAUX, J. C.; MACEDO, H. A.; ASSINE, M. L.; SILVA, A. Changing fluvial styles and backwater flooding along the Upper Paraguay River plains in the Brazilian Pantanal wetland. **Geomorphology**, v. 350, p. 106906. 2020.

STRÍKIS, N. M.; CRUZ, F. W.; CHENG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R. L.; VUILLE, M.; WANG, X.; DE PAULA, M. S.; NOVELLO, V. F.; AULER, A. S. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075-1078. 2011.

STRÍKIS, N. M.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; CHENG, H.; BARRETO, E. A. S.; MOLLENHAUER, G.; KASTEN, S.; KARMANN, I.; EDWARDS, R. L.; BERNAL, J. P.; SALES, H. R. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 5477-5484. 2015.

STRÍKIS, N. M.; CRUZ, F. W.; BARRETO, E. A. S.; NAUGHTON, F.; VUILLE, M.; CHENG, H.; VOELKER, A. H. L.; ZHANG, H.; KARMANN, I.; EDWARDS, R. L.; AULER, A. S.; SANTOS, R. V.; SALES, H. R. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 15, p. 3788-3793. 2018.

STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.; CLARK, J. F.; SCHLOSSER, P.; BROECKER, W. S.; BONANI, G. Cooling of Tropical Brazil (5°C) during the last Glacial Maximum. **Science**, v. 269, p. 379-383. 1995.

SØMME, T. O.; HELLAND-HANSEN, W.; GRANJEON, D. Impact of eustatic amplitude

variations on shelf morphology, sediment dispersal, and sequence stratigraphic interpretation: icehouse versus greenhouse systems. **Geology**, v. 37, n. 7, p. 587-590. 2009.

TATUMI, S. H.; YEE, M.; CARNEIRO FILHO, A.; SCHWARTZ, D. Datação luminescente de paleodunas, localizadas na Bacia do Rio Negro, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, **Anais...**, p. 370. 2002.

TEEuw, R. M.; RHODES, E. J. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 1, p. 49-54. 2004.

TRICART, J. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. **Informaciones Geográficas (Chile)**, v. 29, p. 81-97. 1982.

TRIPALDI, A.; ZÁRATE, M. A. A review of Late Quaternary inland dune systems of South America east of the Andes. **Quaternary International**, v. 410, p. 96-110. 2016.

TSOAR, H.; BLUMBERG, D. G. Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. **Earth Surface, Processes and Landforms**, v. 27, n. 11, p. 1147-1161. 2002.

TSOAR, H.; LEVIN, N.; PORAT, N.; MAIA, L. P.; HERRMANN, H. J.; TATUMI, S. H.; CLAUDINO-SALES, V. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). **Quaternary Research**, v. 71, n. 2, p. 217-226. 2009.

TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. **Basin Research**, v. 8, p. 329-349. 1996.

TURNER, G.; MORTON, A. C. The effects of burial diagenesis on detrital heavy mineral grain surface textures. In: MANGE, M. A.; WRIGHT, D. T. (Eds.). **Heavy minerals in use**. Developments in Sedimentology Series, 58. Elsevier, Amsterdam, pp. 393-412. 2007.

UHLEIN, A.; PEDREIRA, A. J. Considerações sobre a geologia estrutural, tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço setentrional e Chapada Diamantina (BA). In:

SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte, **Anais...**, p.180-183. 1989.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 63-81. 1977.

VERHAEGEN, J.; WELTJE, G. J.; MUNSTERMAN, D. Workflow for analysis of compositional data in sedimentary petrology: provenance changes in sedimentary basins from spatio-temporal variation in heavy-mineral assemblages. **Geological Magazine**, v. 156, n. 7, p. 1111-1130. 2018.

VON EYNATTEN, H.; DUNKL, I. Assessing the sediment factory: The role single grain analysis. **Earth-Science Reviews**, v. 115, p. 97-120. 2012.

WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C. C. Wet periods in northeast Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 432, p. 740-743. 2004.

WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; ITO, E.; SOLHEID, M. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 3391-3403. 2006.

WELTJE, G. J.; VON EYNATTEN, H. Quantitative Provenance Analysis of Sediments. **Sedimentary Geology**, v. 171, p. 1-286. 2004.

WHIPPLE, K. X. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-time denudation? **American Journal of Science**, v. 301, p. 313-325. 2001.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescale, and research needs. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 176661-17674. 1999.

WHITE, D. A. Assessing oil and gas Plays in Facies-Cycle Wedges. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 64, p. 1158-1178. 1980.

WILLIAMS, H. E. Notas Geológicas e Econômicas sobre o Vale do rio São Francisco.

Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico 12, 56 p. 1925.

WINGE, M. **Geologia da região das serras do Estreito e do Boqueirão-NW da Bahia e SSE do Piauí**. SUDENE, Recife, 1968. 80 p.

WOLFE, S. A.; HUGENHOLTZ, C. H. Barchan dunes stabilized under recent climate warming on the northern Great Plains. **Geology**, v. 37, n. 11, p. 1039-1042. 2009.

YAN, N.; BAAS, A. C. W. Parabolic dunes and their transformations under environmental and climatic changes: towards a conceptual framework for understanding and prediction. **Global and Planetary Change**, v. 124, p. 123-148. 2015.

ZALÁN, P. V.; SILVA, P. C. R. Proposta de mudança significativa na coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10, Diamantina, **Programação e livros de resumos...**, Diamantina: SBG, p. 96. 2007.

ZHANG, J.; SYLVESTER, Z.; COVAULT, J. How do basin margins record long-term tectonic and climatic changes? **Geology**, v. 48, n. 9, p. 893-897. 2020.

ZULAR, A.; SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. C. F.; MENDES, V. R.; NASCIMENTO JR., D. R.; GIANNINI, P. C. F.; AGUIAR, V. A. P.; DEWITT, R. Late Holocene intensification of colds fronts in Southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. **Marine Geology**, v. 335, p. 64-77. 2012.

ZULAR, A.; SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. F. C.; GIANNINI, P. C. F. Attaining provenance proxies from OSL and TL sensitivities: Coupling with grain size and heavy minerals data from southern Brazilian coastal sediments. **Radiation Measurements**, v. 81, p. 39-45. 2015.

ANEXO I: Parâmetros granulométricos detalhados.

DEP.		M.	AMOSTRA	PROF. (cm)	CLASSE GRANULOMÉTRICA	GRAU DE SELEÇÃO	DIÂM. MÉDIO (φ)	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	% AREIA	% SILTE	% ARGILA
EÓLICO	MD	E	P08	0	Areia média	Moderado	1,881	0,6866	0,06801	0,8308	100	0	0
				20	Areia média	Moderado	1,993	0,656	0,01933	0,7379	100	0	0
				40	Areia média	Moderado	1,891	0,6474	0,1151	0,759	100	0	0
				60	Areia média	Moderado	1,902	0,6871	0,07252	0,8081	100	0	0
				80	Areia média	Moderado	1,875	0,6951	0,05638	0,8485	100	0	0
				100	Areia média	Moderado	1,868	0,7521	0,01686	0,8977	100	0	0
				120	Areia média	Moderado	1,84	0,7145	0,05046	0,9038	100	0	0
			P09	0	Areia média	Moderado	1,488	0,5813	-0,004433	1,348	100	0	0
				20	Areia média	Moderado	1,486	0,5715	-0,00701	1,35	100	0	0
				40	Areia média	Moderado	1,459	0,5542	-0,02862	1,322	100	0	0
				60	Areia média	Moderado	1,42	0,5811	-0,0662	1,306	100	0	0
				80	Areia grossa	Pobre	0,08184	1,033	0,6099	2,017	100	0	0
		95		Areia media	Moderado	1,428	0,6892	-0,008841	1,424	96,85	3,145	0	
		D	P16	20	Areia média	Moderado	1,233	0,7756	-0,00168	0,9821	99,42	0,5785	0
				40	Areia média	Moderado	1,13	0,67	-0,07026	0,8236	100	0	0
				60	Areia média	Moderado	1,337	0,7891	-0,005394	1,032	99,48	0,52	0
				80	Areia média	Moderado	1,107	0,6614	-0,06787	0,7879	100	0	0
				100	Areia média	Moderado	1,085	0,6433	-0,07473	0,7449	100	0	0
	120			Areia média	Moderado	1,138	0,7459	0,02126	0,9199	99,33	0,6743	0	
	DC	E	P03		Areia média	Moderado	1,912	0,6412	0,1053	0,7502	100	0	0
			P07	0	Areia fina	Moderado	2,077	0,6298	-0,08785	0,7463	100	0	0
				20	Areia fina	Moderado	2,016	0,6318	-0,01595	0,738	100	0	0
				40	Areia fina	Moderado	2,122	0,6299	-0,1345	0,7628	100	0	0
				60	Areia fina	Moderado	2,056	0,6297	-0,0645	0,742	100	0	0
				80	Areia fina	Moderado	2,019	0,6342	-0,01923	0,7381	100	0	0
				100	Areia fina	Moderado	2,109	0,6329	-0,1176	0,7558	100	0	0
				120	Areia média	Moderado	1,997	0,6361	0,0069984	0,7377	100	0	0
			P10		Areia media	Moderado	1,801	0,6974	0,08915	0,9469	100	0	0
		D	P15	0	Areia média	Pobre	1,616	1,3	0,2767	1,744	91,82	7,152	1,026
				20	Areia média	Pobre	1,874	1,797	0,2763	1,586	87,39	10,72	1,886
				60	Areia grossa	Pobre	0,3686	1,315	0,6661	0,8397	100	0	0
				80	Areia fina	Pobre	2,52	1,355	0,2746	1,341	87,53	11	1,462
				100	Areia fina	Pobre	2,056	1,602	0,2813	1,403	88,07	10,53	1,405
				120	Areia fina	Pobre	2,414	1,372	0,1879	1,182	88,06	11,01	0,9326
				140	Areia média	Pobre	1,885	1,085	0,126	1,044	94,99	4,903	0,1057
				160	Areia média	Moderado	1,598	0,9598	0,0947	1,082	97,7	2,297	0
180				Areia média	Moderado	1,542	0,9255	0,06889	1,025	98,53	1,475	0	
200	Areia média			Moderado	1,825	0,9171	0,1142	1,035	98,7	1,295	0		
220	Areia média			Pobre	1,4	1,056	-0,1076	1,059	99,45	0,5484	0		
240	Areia grossa	Pobre	0,6304	1,138	0,09533	0,771	99,68	0,3205	0				

DEP.	M.	AMOSTRA	PROF. (cm)	CLASSE GRANULOMÉTRICA	GRAU DE SELEÇÃO	DIÂM. MÉDIO (φ)	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	% AREIA	% SILTE	% ARGILA		
EÓLICO	DC	D	P15	260	Areia média	Moderado	1,753	0,8813	0,08499	1,016	98,9	1,102	0	
				280	Areia média	Moderado	1,748	0,8838	0,07802	1,009	98,95	1,046	0	
	DE	E	P04		Areia fina	Pobre	2,733	1,819	0,5402	2,052	82,81	13,01	4,175	
			P06		Areia média	Moderado	1,1819	0,5961	0,218	0,8386	100	0	0	
	PE	E	P11		Areia media	Moderado	1,917	0,9722	0,3919	1,475	93,19	5,954	0,8551	
			P12		Areia grossa	Pobre	0,4068	1,304	0,639	0,6905	100	0	0	
			P13		Areia média	Moderado	1,673	0,8418	0,04164	0,9968	98,99	1,011	0	
	IN	E	P01	140	Areia média	Moderado	1,027	0,6518	0,003351	0,7449	99,38	0,6239	0	
				40	Areia muito grossa	Muito bom	-0,4813	0,3178	0	0,7377	100	0	0	
				60	Areia muito fina	Muito pobre	3,417	2,611	0,2858	0,9541	58,19	32,68	9,126	
				80	Silte grosso	Muito pobre	3,899	2,606	0,2448	0,9293	51,58	37,63	10,79	
				100	Areia fina	Muito pobre	2,172	2,419	0,07322	0,8107	79,39	18,6	2,009	
				120	Areia media	Pobre	1,588	1,752	0,03308	0,8669	90,55	8,842	0,6067	
				140	Areia fina	Pobre	1,879	1263	0,3261	1,346	89,79	9,144	1,061	
				160	Areia fina	Pobre	2,186	1625	0,3478	1,194	82,84	15,38	1,783	
				180	Areia muito fina	Muito pobre	2,616	2,207	0,4583	0,9519	66,24	28,4	5,351	
				200	Areia fina	Moderado	1,96	0,9495	0,1872	1,183	94,64	3,953	1,406	
				220	Areia fina	Moderado	1,958	0,9151	0,1523	1,097	95,26	3,89	0,8527	
				240	Areia média	Moderado	1,946	0,8607	0,1396	1,035	96,47	3,334	0,194	
				280	Areia média	Moderado	1,794	0,8204	0,09416	0,9976	97,3	2,603	0,09495	
				300	Areia média	Pobre	1,62	1,044	-0,1505	1,142	98,38	1,622	0	
				320	Areia grossa	Pobre	-0,2813	1,128	0,6106	0,9625	100	0	0	
				340	Areia média	Moderado	1,706	0,8403	0,1186	1,055	96,68	3,244	0,07581	
				360	Areia média	Moderado	1,651	0,8151	0,06839	1,002	96,98	2,935	0,08044	
				380	Areia média	Moderado	1,692	0,9183	0,1692	1,153	96,33	3,448	0,2269	
				400	Areia média	Moderado	1634	0,7611	0,09614	1,085	97,32	2,596	0,08615	
				420	Areia média	Moderado	1,639	0,8074	0,09928	1,046	96,19	3,299	0,5153	
				440	Areia média	Moderado	1,663	0,8943	0,1502	1,148	96,08	3,451	0,4649	
				460	Areia média	Moderado	1,6	0,8104	0,07458	1,088	96,68	3,009	0,3124	
				480	Areia média	Moderado	1,607	0,7522	0,1011	1,152	97,16	2,556	0,2892	
				500	Areia média	Pobre	1,199	1,169	-0,1462	0,8481	98,75	1,25	0	
				520	Areia grossa	Pobre	1,024	1,293	-0,0486	0,6809	99,22	0,7779	0	
				540	Areia média	Moderado	1,513	0,8084	0,0505	1,237	96,48	2,927	0,5909	
				560	Areia média	Moderado	1,619	0,9006	0,1385	1,189	95,76	3,512	0,7297	
				P02A	10	Areia grossa	Pobre	0,3016	1,123	0,5119	0,7463	100	0	0
					20	Areia média	Moderado	1,647	0,6971	0,07546	1,236	100	0	0
					40	Areia média	Moderado	1,733	0,7047	0,0833	1,068	100	0	0
					60	Areia média	Moderado	1,599	0,66551	0,0666	1,293	100	0	0
					80	Areia média	Moderado	1,708	0,6923	0,08825	1,133	100	0	0
					100	Areia média	Moderado	1,611	0,7031	0,06335	1,238	100	0	0
					120	Areia média	Moderado	1,594	0,6925	0,05847	1,254	100	0	0
	IN	E	P02A	140	Areia média	Moderado	1,438	0,6943	-0,03887	1,26	100	0	0	

DEP.	M.	AMOSTRA	PROF. (cm)	CLASSE GRANULOMÉTRICA	GRAU DE SELEÇÃO	DIÂM. MÉDIO (φ)	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	% AREIA	% SILTE	% ARGILA	
EÓLICO	IN	P02B	0-10	Areia média	Moderado	1,818	0,7094	0,1083	0,9387	98	1,997	0	
			20-30	Areia média	Moderado	1,932	0,8899	0,1915	1,13	95,53	4,395	0,07198	
		P02B	40-50	Areia média	Moderado	1,743	0,6872	0,1331	1,102	98,1	1,902	0	
			60-70	Areia média	Moderado	1,884	0,877	0,2104	1,176	95,35	4,473	0,1776	
			80-90	Areia média	Moderado	1,929	0,6169	0,1183	0,7511	100	0	0	
			100-110	Areia média	Moderado	1,91	0,9501	0,2288	1,261	94,64	5,008	0,3543	
			120-130	Areia média	Moderado	1,752	0,8611	0,2708	1,544	95,01	4,836	0,1565	
		P05		Areia fina	Pobre	2,005	1,136	0,4	1,673	89,52	9,356	1,121	
		D	P14		Areia média	Moderado	1,612	1,057	0,1037	1,017	97,74	2,037	0,223
			P17		Areia fina	Pobre	1,908	1,588	0,3968	0,9199	85,38	12,88	1,74
			P18		Areia média	Pobre	1,857	1,092	0,1439	0,7377	94,68	4,707	0,6082
	DEE	D	P22		Areia fina	Pobre	2,046	1,048	0,01183	0,9732	97,9	2,074	0,02579
			P23		Areia muito grosssa	Muito bom	-0,4853	0,3154	-2,93E-20	0,7377	100	0	0
			P24		Areia média	Pobre	1,74	1,144	0,06525	1,041	96,26	3,737	0
			P25		Areia média	Pobre	1,584	1,091	0,161	1,111	96	3,467	0,537
			P26		Areia média	Moderado	1,853	0,9917	0,1483	1,06	96,38	3,524	0,092
FLUVIAL	DF	D	P19		Areia média	Pobre	1,757	1,123	0,2691	1,374	93,29	5,848	0,8598
			P20		Areia fina	Moderado	2,714	0,7255	0,1241	1,077	96,12	3,093	0,7853
	SLR	D	P21		Areia muito grossa	Muito bom	-0,4823	0,3172	-2,91E-20	1,428	100	0	0
	CSF	-	P27		Areia média	Moderado	1,879	0,6215	0,1053	0,749	100	0	0
			P28		Areia média	Moderado	1,284	0,7553	-0,01762	0,953	100	0	0
			P29		Areia média	Moderado	1,318	0,9521	0,1033	1,033	97,88	2,121	0

ANEXO II: Quantificação total dos minerais pesados.

DEP.		MARGEM	AMOSTRA	Est	Tur	Z	Cia	Sil	Rt	Hbl	Ep	Di	Gr	TOTAL
EÓLICO	MD	E	P08 MF	120	125	90	3	2	1	3	1	2	-	347
			P08 F	168	173	8	8	3	-	-	1	-	-	361
			P09 MF	148	99	27	10	6	2	1	2	1	-	296
			P09 F	144	53	3	13	1	2	2	-	-	-	218
		D	P16 MF	80	166	95	8	-	3	1	-	-	-	353
			P16 F	91	209	17	14	6	5	1	-	-	-	343
	DC	E	P07 MF	116	100	92	2	4	10	3	5	-	-	332
			P07 F	140	110	23	8	4	9	5	5	-	-	304
			P10 MF	149	117	79	18	4	6	2	1	-	-	376
			P10 F	196	87	15	14	6	1	1	-	-	-	320
		D	P15 MF	10	235	77	8	3	5	-	-	-	-	338
			P15 F	24	261	7	-	15	1	6	2	-	-	316
	DE	E	P06 MF	167	120	9	21	34	3	13	11	8	-	386
			P06 F	150	132	7	10	23	4	6	3	9	-	344
	PE	E	P11 MF	154	138	33	4	4	3	-	-	-	-	336
			P11 F	174	112	11	8	3	2	2	-	1	-	313
			P12 MF	116	110	68	19	1	6	-	-	-	-	320
			P12 F	187	86	12	15	1	4	-	-	-	-	305
			P13 MF	62	75	197	10	-	10	-	-	-	-	354
			P13 F	91	176	7	4	4	3	-	-	-	-	285
	IN	E	P01 0,3 MF	141	120	39	16	6	7	-	1	4	-	334
			P01 0,3 F	180	110	3	8	7	2	-	1	-	-	311
			P01 2,9 MF	71	80	140	4	2	12	3	2	1	-	315
			P01 2,9 F	152	146	8	13	3	3	1	1	-	-	327
			P02 0,25 MF	58	49	189	6	-	9	-	3	-	-	314
			P02 0,25 F	157	99	26	20	1	2	6	1	-	-	312

DEP.		MARGEM	AMOSTRA	Est	Tur	Z	Cia	Sil	Rt	Hbl	Ep	Di	Gr	TOTAL
EÓLICO	IN	E	P02 D.A. MF	90	102	89	14	5	7	7	4	5	-	323
			P02 D.A. F	177	130	7	9	15	3	4	10	3	-	358
			P05 MF	42	66	183	10	2	13	-	-	-	-	316
			P05 F	158	109	34	18	2	6	-	-	-	-	327
		D	P17 MF	27	125	179	10	-	13	-	-	-	-	354
			P17 F	48	197	67	4	-	4	-	-	-	-	320
			P18 MF	23	73	192	17	-	11	-	-	1	-	317
			P18 F	47	205	59	3	-	2	-	-	-	-	316
	DEE	D	P22 MF	33	150	107	4	-	16	-	-	-	-	310
			P22 F	29	218	51	12	-	6	-	-	-	-	316
			P23 MF	26	148	114	-	-	13	-	-	-	-	301
			P23 F	39	229	25	3	-	6	-	-	-	-	302
			P24 MF	20	84	170	6	2	35	-	-	-	-	317
			P24 F	19	219	64	-	2	6	-	-	-	-	310
			P25 MF	23	141	100	11	1	26	-	-	-	-	302
			P25 F	20	115	141	4	3	26	-	-	-	-	309
			P26 MF	32	196	38	-	-	2	-	-	-	-	268
			P26 F	34	183	72	-	3	14	-	-	-	-	306
FLUVIAL	DF	D	P19 MF	50	48	130	33	4	35	3	3	3	-	309
			P19 F	165	47	62	31	3	13	13	2	5	3	343
			P20 MF	45	116	127	29	4	13	-	-	1	-	335
			P20 F	60	139	65	33	12	12	2	9	8	-	340
	SLR	D	P21 MF	5	19	41	3	2	1	1	-	-	-	72
			P21 F	7	28	5	1	1	2	2	-	-	-	46
	CSF	-	P27 MF	95	117	73	24	13	3	1	-	1	-	327
			P27 F	155	151	17	21	15	1	-	-	-	-	361
			P28 MF	70	48	171	6	7	12	12	11	8	11	356
			P28 F	202	59	24	14	8	17	7	4	7	2	344

DEP.		MARGEM	AMOSTRA	Est	Tur	Z	Cia	Sil	Rt	Hbl	Ep	Di	Gr	TOTAL
	CSF	-	P29 MF	98	50	140	23	4	10	14	9	6	-	354
			P29 F	160	72	31	24	5	16	14	4	4	-	330

ANEXO III: Quantificação total dos índices RZi e TZi.

DEPÓSITO		MARGEM	AMOSTRA	TZi			RZi		
				Tur	Z	TOTAL	Rt	Z	TOTAL
EÓLICO	MD	E	P08 MF	123	77	200	3	197	200
			P08 F	190	10	200	-	14	14
			P09 MF	47	34	81	2	34	36
			P09 F	41	3	44	2	3	5
		D	P16 MF	104	96	200	6	194	200
			P16 F	183	17	200	7	23	30
	DC	E	P07 MF	110	90	200	15	185	200
			P07 F	172	28	200	2	21	23
			P10 MF	102	98	200	9	191	200
			P10 F	172	28	200	6	33	39
		D	P15 MF	135	65	200	3	94	97
			P15 F	157	12	169	1	12	13
	DE	E	P06 MF	168	32	200	10	48	58
			P06 F	190	5	195	4	6	10
	PE	E	P11 MF	138	62	200	7	114	121
			P11 F	172	28	200	2	28	30
			P12 MF	103	97	200	20	180	200
			P12 F	163	37	200	3	50	53
			P13 MF	64	136	200	10	190	200
			P13 F	193	7	200	3	7	10
	IN	E	P01 0,3 MF	128	72	200	9	191	200
			P01 0,3 F	100	3	103	3	3	6
			P01 2,9 MF	102	98	200	12	188	200
			P01 2,9 F	181	19	200	1	19	20
			P02 0,25 MF	159	41	200	9	191	200
			P02 0,25 F	167	33	200	6	44	50

DEPÓSITO		MARGEM	AMOSTRA	TZi			RZi		
				Tur	Z	TOTAL	Rt	Z	TOTAL
EÓLICO	IN	E	P02 D.A. MF	99	101	200	22	178	200
			P02 D.A. F	99	16	115	2	16	18
			P05 MF	50	150	200	13	187	200
			P05 F	151	49	200	24	114	138
		D	P17 MF	79	121	200	13	187	200
			P17 F	147	53	200	17	183	200
			P18 MF	61	139	200	11	189	200
			P18 F	155	45	200	6	80	86
	DEE	D	P22 MF	119	81	200	20	130	150
			P22 F	159	41	200	21	118	139
			P23 MF	125	75	200	15	185	200
			P23 F	178	22	200	7	47	54
			P24 MF	78	122	200	35	165	200
			P24 F	152	48	200	10	79	89
			P25 MF	123	77	200	37	163	200
			P25 F	90	110	200	27	173	200
			P26 MF	167	33	200	9	88	97
			P26 F	143	57	200	23	177	200
FLUVIAL	DF	D	P19 MF	55	145	200	37	163	200
			P19 F	94	106	200	27	127	154
			P20 MF	95	105	200	19	181	200
			P20 F	141	59	200	33	167	200
	SLR	D	P21 MF	19	41	60	1	41	42
			P21 F	28	5	33	2	5	7
	CSF	-	P27 MF	121	73	194	12	188	200
			P27 F	175	25	200	8	51	59
			P28 MF	48	152	200	12	188	200

DEPÓSITO		MARGEM	AMOSTRA	TZi			RZi		
				Tur	Z	TOTAL	Rt	Z	TOTAL
	CSF	-	P28 F	87	61	148	29	61	90
			P29 MF	60	140	200	11	189	200
			P29 F	157	43	200	26	43	69

ANEXO IV: Quantificação total da análise de variedades de turmalina e zircão.

DEP.		M.	AMOSTRA	TURMALINA												ZIRCÃO					
				T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	TOTAL	H-1	H-2	H-3	H-4	TOTAL	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	TOTAL
EÓLICO	MD	E	P08 MF	31	41	11	12	3	-	2	100	89	10	1	-	100	54	25	20	1	100
			P08 F	35	31	8	5	11	4	6	100	96	3	-	1	100	20	3	1	-	24
			P09 MF	28	10	2	3	2	2	-	47	42	1	-	4	47	22	14	14	-	50
			P09 F	14	18	3	1	1	3	1	41	36	-	5	-	41	3	2	1	-	6
		D	P16 MF	27	33	13	18	6	-	3	100	68	24	8	-	100	47	41	11	1	100
			P16 F	25	54	8	3	7	1	2	100	73	20	7	-	100	15	6	2	-	23
	DC	E	P07 MF	40	35	5	7	6	3	4	100	86	10	2	2	100	70	16	14	-	100
			P07 F	47	30	8	4	4	2	5	100	91	3	6	-	100	20	6	2	-	28
			P10 MF	42	29	4	5	16	2	2	100	86	10	4	-	100	60	28	11	1	100
			P10 F	27	50	6	-	10	2	5	100	83	12	2	3	100	74	14	12	-	100
		D	P15 MF	35	35	14	1	8	3	4	100	60	25	14	1	100	35	45	14	-	94
			P15 F	37	30	9	2	15	3	4	100	62	30	7	1	100	5	5	2	-	12
	DE	E	P06 MF	47	30	14	-	4	3	2	100	66	18	15	1	100	32	18	15	2	67
			P06 F	33	27	10	4	8	12	6	100	76	18	6	-	100	8	6	2	-	16
	PE	E	P11 MF	48	43	4	-	2	-	3	100	91	5	3	1	100	74	14	12	-	100
			P11 F	43	39	8	5	1	4	-	100	95	5	-	-	100	18	5	5	-	28
			P12 MF	51	26	4	12	5	1	1	100	88	10	2	-	100	67	12	21	-	100
			P12 F	53	27	5	4	6	2	3	100	88	10	2	-	100	33	10	5	2	50
			P13 MF	30	17	6	7	2	-	2	64	39	12	12	1	64	54	20	24	2	100
			P13 F	28	54	6	5	4	2	1	100	91	3	6	-	100	6	1	3	-	10
	IN	E	P01 0,3 MF	43	23	10	7	6	6	5	100	84	7	7	2	100	60	20	19	1	100
			P01 0,3 F	34	39	12	-	6	4	5	100	94	4	6	-	100	9	3	-	-	12
			P01 2,9 MF	44	24	4	13	7	4	4	100	79	10	9	2	100	58	23	18	1	100
			P01 2,9 F	36	35	10	4	8	1	6	100	88	9	2	1	100	14	1	8	-	23
			P02 0,25 MF	30	9	3	5	1	1	-	49	38	9	2	-	49	70	18	10	2	100
			P02 0,25 F	60	30	2	3	3	1	1	100	88	6	6	-	100	22	6	1	-	29

DEP.		M.	AMOSTRA	TURMALINA												ZIRCÃO					
				T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	TOTAL	H-1	H-2	H-3	H-4	TOTAL	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	TOTAL
EÓLICO	IN	E	P02 D.A. MF	41	31	8	7	7	4	1	99	76	12	11	-	99	59	20	18	3	100
			P02 D.A. F	49	28	5	4	11	1	1	99	90	9	-	-	99	20	8	1	-	29
			P05 MF	31	6	6	14	2	2	5	66	38	19	6	3	66	81	12	7	-	100
			P05 F	38	28	10	11	6	2	5	100	66	28	6	-	100	70	20	10	-	100
		D	P17 MF	42	19	10	16	9	1	3	100	57	25	17	1	100	76	19	5	-	100
			P17 F	53	27	4	2	13	-	1	100	66	28	5	1	100	60	17	22	1	100
			P18 MF	58	20	7	4	1	2	8	100	64	33	2	1	100	47	36	17	-	100
			P18 F	44	29	12	4	8	2	1	100	67	25	7	1	100	32	25	20	3	80
	DEE	D	P22 MF	47	19	11	16	2	3	2	100	24	48	27	1	100	26	49	24	1	100
			P22 F	55	28	4	7	2	2	2	100	53	30	17	-	100	38	46	16	-	100
			P23 MF	40	25	11	13	4	1	6	100	24	49	26	1	100	31	39	29	1	100
			P23 F	56	30	6	3	4	-	1	100	45	43	12	-	100	19	17	5	6	47
			P24 MF	64	6	14	3	8	2	3	100	17	71	12	-	100	32	44	24	-	100
			P24 F	46	28	7	1	15	1	2	100	34	57	7	2	100	32	25	20	2	79
			P25 MF	52	7	15	7	10	7	2	100	20	62	18	-	100	32	44	21	3	100
			P25 F	43	19	10	16	5	3	4	100	20	72	8	-	100	34	43	20	3	100
			P26 MF	44	34	7	2	9	2	2	100	36	51	13	-	100	33	37	17	1	88
			P26 F	59	26	7	3	2	1	2	100	45	49	6	-	100	42	43	14	1	100
FLUVIAL	DF	D	P19 MF	29	8	11	12	2	1	2	65	44	16	4	1	65	56	24	20	-	100
			P19 F	49	28	9	8	4	1	1	100	76	20	4	-	100	82	13	2	3	100
			P20 MF	21	31	18	18	3	3	6	100	67	21	11	1	100	53	24	20	3	100
			P20 F	48	27	6	7	6	4	2	100	75	20	5	-	100	59	17	24	-	100
	SLR	D	P21 MF	14	5	-	-	-	-	-	19	16	3	-	-	19	12	18	9	1	40
			P21 F	14	6	1	-	6	-	1	28	9	11	8	-	28	1	4	1	-	6
	CSF	-	P27 MF	40	35	7	10	5	2	1	100	77	13	8	2	100	70	15	14	1	100
			P27 F	46	34	4	7	5	2	2	100	86	13	1	-	100	32	14	4	1	51
			P28 MF	30	47	7	10	5	1	-	100	83	10	7	-	100	57	27	16	-	100

DEP.		M.	AMOSTRA	TURMALINA												ZIRCÃO					
				T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	TOTAL	H-1	H-2	H-3	H-4	TOTAL	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	TOTAL
	CSF	-	P28 F	45	32	9	4	4	2	4	100	85	12	2	1	100	45	10	6	-	61
			P29 MF	54	20	9	9	5	1	2	100	73	16	10	1	100	52	21	25	2	100
			P29 F	41	31	10	5	4	2	7	100	78	19	3	-	100	28	10	5	-	43